

Abhandlungen
der Geologischen Landesuntersuchung
am Bayerischen Oberbergamt

H e f t 18

Die geologische Aufnahme des Roßstein=
und Buchstein=Gebietes zwischen der Isar
und dem Schwarzen=Bach

II. Teil

Von

Karl Boden

Mit 1 geol. Karte 1:25000 und 1 Profiltafel

Quarz mit Anhydriteinschlüssen im
unterfränkischen Keuper

Von

Hans Nathan

Mit 2 Tafeln

Kleine Beobachtungen am Laufen=
Schotter des Salzachgletscher=Gebietes

Ein Beitrag zur Frage der Nagelfluhbildung

Von

Ludwig Simon

Herausgegeben vom Bayerischen Oberbergamt

M ü n c h e n 1935

Die geologische Aufnahme des Roßstein- und Buchstein-Gebietes zwischen der Isar und dem Schwarzen-Bach

II. Teil*)

Von

Karl Boden

Mit 1 geol. Karte 1 : 25 000 und 1 Profiltafel

Inhaltsübersicht

	Seite
6. Diluvium und Alluvium	3—24
a) Der Achensee-Gletscher	3—8
b) Der Isar-Gletscher	8—16
c) Eiszeitliche Lokalvergletscherung	16—18
d) Der jüngste Hochgebirgsschutt	18—24
Tektonik	24—40
1. Das Hauptdolomit-Plattenkalkgebiet im Süden	24—28
2. Das Muldengebiet und sein Nordrand	28—34
3. Bemerkungen zur Tektonik der kalkalpinen Vorzone	34—40

6. Diluvium und Alluvium.

Der Achensee-Gletscher. — Über die Ausdehnung des Eisstromes, der zur Würm-Eiszeit vom Inn-Gletscher abzweigte und über den Achen-Paß in unser Gebiet eindrang, geben uns die Moränenreste und besonders die Verbreitung der zentralalpiner Geschiebe genaue Anhaltspunkte. [Anm.: Sehr eingehende Untersuchungen der glazialgeologischen Verhältnisse sind bereits durch H. v. WOLF (1922) ausgeführt worden.]

Die größte Eigenart dieser Achensee-Eismassen besteht darin, daß dieselben N. vom Achen-Paß fächerförmig auseinandertreten. Ein Teil paßt sich völlig der Talform an und folgt dem Längstal der Weißbach

*) Der erste Teil ist im Heft 17 der „Abhandlungen“ erschienen.

bis Kreuth, biegt dann in das Weißbach-Quertal ein und erreicht den Alpenrand N. vom Tegern-See. — Durch das Tal der Langen-Au und durch das Rottach-Tal erhielt dieser Weißbach-Gletscher noch Zuflüsse, die über die Brandenberger-Ache vom Inn-Gletscher abzweigten, während ein dritter Arm vom Brandenberger Eis über den Spitzing-Sattel zum Schlier-See verlief. — Ein anderer Teil der Achentaler Eismassen überflutete die westlichen Höhen, insbesondere das Gebiet um die Hoch-Alpe, sank dann steil in das Isar-Tal ab und vereinigte sich mit dem viel tiefer durchziehenden Isar-Gletscher.

Die Verteilung der Erratika gibt uns den Höchststand und die maximale Verbreitung der Eismassen an. Die Moränen wurden abgelagert, als das Eis bereits im Abschmelzen begriffen war. Dieselben stellen also Rückzugsbildungen dar. Ihre höchste Lage ist daher nicht immer maßgebend für die Höchstgrenze der Eismächtigkeit. Die Moränen finden sich vorwiegend in tieferen Lagen, während die kalkalpinen und auch die kristallinen Erratika häufig höher am Gehänge emporsteigen und offenbar zumeist nicht die Reste erodierter Moränen bilden, sondern vielmehr auf der Eisoberfläche oder auch als Einzelgerölle im Eis fortgeschafft wurden und nach dem Abschmelzen liegen blieben. Die aus den Zentralalpen verfrachteten Gerölle werden im Weißbach-Tal abwärts immer seltener. Dieselben lassen sich jedoch im Weißbach-Quertal und auch in den Seitenmoränen und Endmoränen am Tegern-See vereinzelt nachweisen. Der kristalline Schutt sank, je weiter das Eis nach Norden vordrang, in immer tiefere Eisschichten und geriet schließlich in die Grundmoräne (H. v. WOLF, 1922, S. 216.).

Im Weißbach-Längstal, vom Achen-Paß bis zum Wildbad Kreuth, zeigen die Talhänge fast überall die Merkmale glazialer Unterscheidung infolge seitlicher Gletschererosion, da die unteren Teile der Gehänge stets einen mehr oder minder steileren Böschungswinkel aufweisen als die höheren. Die schwache glaziale Umformung des schon vor dem Eintritt der Eismassen vorhandenen Tales fällt ebenso sehr in die letzte, wie auch in die vorletzte Eiszeit, deren Gletscher das Tal ausfüllte, obgleich Ablagerungen, die der Reiß-Vergletscherung zuzuweisen wären, nicht mehr vorhanden sind. Dieselben wurden in der Reiß-Würm-Interglazialzeit wieder erodiert.

Vorwiegend bestehen die würmeiszeitlichen Moränen aus Hauptdolomit-Grus. Außerdem kommen nicht selten Oberer Jura, Lias und Trias-Kalke vor und vereinzelt auch zentralalpine Quarze, Gneise und Amphibolite.

Die mächtigsten Moränenaufschlüsse finden sich in der engen Schlucht am Achen-Paß in den Gräben unmittelbar S. vom Zollgebäude. Aber auch die mit einem Sumpfmoor bedeckte Paßhöhe an der Stuben-Alm wird von Moränenablagerungen eingenommen, die sich bis zu den ersten Häusern von Glashütte als flache Decke ausdehnen. Die nach Norden

und Süden abfließenden Bäche haben nur stellenweise die Moränen abgetragen und den unterlagernden Hauptdolomit freigelegt. Westlich vom Guggenauer-Köpfl lassen sich die Moränen im Stuben-Bachl aufwärts verfolgen und enthalten stets kristalline Geschiebe. Außerdem treten dieselben im Lichten-Graben wieder auf, während die Gegend des Wunderbaumes sehr reich an groben, erratischen Kalk- und Dolomitblöcken ist. — Einzelne unbedeutende Moränenvorkommen finden sich im Gebiet der Groß-Weißbach im unteren Abschnitt des Weges von der Stuben-Alm zur Hoch-Alpe bis zu 1035 m und an dem zur verfallenen Klause abzweigenden Wege auf 1130 m. — Sehr viel zahlreicher sind Moränenvorkommen an dem Wege zu beobachten, der von Glashütte aus am rechten Talgehänge der Groß-Weißbach entlangführt bis zur Höhe 970. Ein einzelner Moränenfleck wurde noch am Ostabhang des Brunstlahner-Kogels auf der Höhenlinie 1250 m festgestellt und der höchstgelegene bei der Mitter-Hütte auf 1277 m.

Auf die große Verbreitung erratischer Geschiebe in der Umgebung der Hoch-Alpe, unter denen sich sehr viele aus den Zentralalpen herbeigeführte vorfinden, hat schon H. v. WOLF (1922, S. 176) eingehend hingewiesen.

Auf dem Wege von der Stuben-Alm zur Mitter-Hütte fallen die kristallinen Gerölle besonders auf und lassen sich vereinzelt bis an den Plateaurand der Hoch-Alpe (1400 m) verfolgen. Sehr zahlreich liegen dieselben am Wege, der im Osten um den Brunstlahner-Kopf von der Mitter-Hütte zur Höllal-alm herum führt und am Sattel zwischen Hoch-Alpe und Gerstenrieder-Kopf (1363 m). Südlich vom Roß-Kopf fand H. v. WOLF einen Block bei 1370 m und am Breiten-Kopf bei 1180 m.

Der Erratikaschleier beweist uns, daß das ganze Gebiet der Hoch-Alpe (1428 m), des Roß-Kopfes (1401 m) und des Breiten-Kopfes (1347 m) vom Ferneis überzogen war. Dasselbe bildete also eine Eiskuppel, deren Spiegel sich nach Westen, Norden und Osten senkte. Nach Norden endigten die Ferneismassen schnell, so daß die nördlich vorgelagerten Höhen des Schön-Berges (1621 m), des Plattel (1505 m) und auch des Roß- und Buch-Steins in ihren oberen Teilen bereits frei waren vom Ferneis.

Der Hauptteil dieses Achentaler Eises fiel nach Westen zum niedriger gelegenen Isar-Gletscher ab und verstärkte diesen Gletscherstrom, der seine Haupteismassen schon bei Wallgau an den Walchensee-Gletscher abgegeben hatte. Indessen war auch das ins Weißbach-Tal abfließende Eis nicht ganz unerheblich, das sich im Gegensatz zu der Hochalp-Eiskuppel zu einem einfachen Talgletscher entwickelte.

Die Moränenreste dieses Weißbach-Gletschers, die in unserem Gebiete erhalten geblieben sind, wurden von H. v. WOLF (1922, S. 208) zumeist schon näher beschrieben und sind auch auf dem Blatt Tegernsee 1:100000 bereits eingetragen.

Im Imbhäusel-Graben findet sich bei der Klaus (980 m) eine flache Talstufe, die mit Moränenresten bedeckt ist; unterhalb entstehen am steilen Gehänge Wasserfälle, die über die nördlich geneigten Schichtköpfe hinüberstürzen. — Die Moränenverkleidungen unmittelbar über der Weißbach-Talsolehe heben sich zumeist durch die üppigere Weide von dem Hauptdolomit ab. Einzelne kleinere Vorkommnisse finden sich oberhalb der Kirche von Glashütte, sowie gegenüber auf der rechten Talseite, außerdem im untersten Saurüssel-Graben und kurz vor demselben. Etwas ausgedehntere überziehen beim Triftplatz und unterhalb desselben den Nordfuß des Bodig-Berges. Östlich der Schlibbach-Mündung steht das Forsthaus auf Moräne, die sich als Talriegel gegen die Straße vorschiebt. Vorwiegend wird dieselbe aus Hauptdolomit aufgebaut. Aber auch rote Jura-Gesteine und fossilführendes Rhät wurden beobachtet. Ein wenig ausgedehntes Moränenvorkommen liegt im unteren Alpel-Graben. Höher oben, am südlichen Weißbach-Talhang, beobachtet man Moränenreste im Groß-Reitbach zwischen Mosel-Graben und Reitberg-Graben oberhalb der 1000 m-Höhenlinie; ferner im Klein-Reitbach NW. von der Bodigberg-Alm bei 1100 m sowie $\frac{1}{2}$ km weiter südlich im oberen Klaus-Graben; am Wege von der Bodigberg-Alm zum Schilch-Eck (bis 1160 m), im obersten Platten-Graben (bis 1100 m), oberhalb der Königs-Alm (bis 1150 m). Zu beiden Seiten des unteren Alberts-Baches nehmen die Moränenablagerungen eine etwas größere Ausbreitung an und am Wege neben dem Urber-Graben, oberhalb der 900 m-Höhenlinie, findet sich ein kleinerer Fleck. Kurz oberhalb der Vorder-Alm am linken Weißbach-Ufer beginnt ein schmaler Moränenstreifen, der sich bis zur Schwarzenbach-Mündung hinzieht. H. v. WOLF (1922, S. 298 und 299) hat diese Bildungen als eine Flußterrasse angesehen. Dieselben lassen sich jedoch an der rechten Talseite des Schwarzen-Baches weiter aufwärts verfolgen und zeigen hier Aufschlüsse mit echter Moränenstruktur. Fast in allen Vorkommen ließen sich zentralalpine Gerölle (zumeist Amphibolite oder auch Gneisgerölle) nachweisen. Am Blauberg-Kamm wurde das Eis bis mindestens 1620 m hochgestaut. Reit-Stein und Platten-Eck waren noch vom Eis überflossen (H. v. WOLF, 1922, S. 270 und 283). Nördlich der Kammlinie ist die Eisoberfläche wieder stark gefallen. In der Gegend von Bad Kreuth lag die Eishöhe nach OSSWALD zwischen 1300 und 1400 m, nach H. v. WOLF (1922, S. 272) erreichte dieselbe höchstens 1350 m.

Nach dem Rückzuge des Weißbach-Armes vom Achensee-Gletscher bildeten sich durch Umlagerung der Moränen in der Talsolehe Flußschotter, die im Weißbach-Quertal so eindrucksvoll in Erscheinung treten und an der Weißbach-Mühle mit einem Delta endigen, in dem Weißbach-Längstal zwischen Glas-Hütte und der Schwarzenbach-Mündung jedoch nur in ganz geringen Resten erhalten geblieben sind, deren Oberfläche sich etwa 10 m über der Talsolehe erhebt. Am rechten

Weißbach-Ufer findet sich das ausgedehnteste Vorkommen dieser spät-diluvialen Talfüllung. Auf eine Erstreckung von etwa 1,85 km begleiten die Schotter den Talhang. Dieselben beginnen bei der Einmündung des Bart-Grabens und lassen sich flußabwärts noch ein Stück weit über den Alberts-Graben hinaus verfolgen. Mit steilem Böschungswinkel hebt sich die Terrasse von dem Talalluvium ab und besitzt eine fast völlig ebene Oberfläche. Im westlichen Abschnitt ist dieselbe infolge starker Waldbedeckung nicht gut sichtbar. Weiter unterhalb tritt ihre Form jedoch sehr deutlich in Erscheinung und ist auch von der Straße aus gut zu erkennen. Am linken Weißbach-Ufer wird ein kleines Vorkommen etwa 800 m oberhalb vom Wirtshaus Bayerwald, unmittelbar W. von der Einmündung des Alpel-Grabens, zur Schottergewinnung in 2 m Höhe abgebaut. Die Ablagerung ist deutlich geschichtet und besteht aus eckigen und kantigen Trias-Gesteinen, denen auch etliche rote Jura-Gesteine beigemischt sind. Ein weiteres flaches Terrassenstück schiebt sich NW. vom Triftplatz gegen die Straße vor.

Die Moränenvorkommen an der linken Talseite des Schwarzen-Baches, sowie im hinteren Rumpel-Graben, nahe der Schwarzentenn-Alm, zeigen, daß vom Weißbach-Gletscher ein Seitenarm in den Schwarzen-Bach abzweigte. Nach einer älteren Annahme sollten die Endmoränenwälle beim Jägerhaus an der Schwarzentenn-Alm das Ende dieses Seitengletschers andeuten. Die Bildung der Moränen weiter nördlich im Stinker-Graben, im Neuhütten-Graben und Scheiben-Graben wurde örtlicher Eisentwicklung zugeschrieben. Die Moräne des Stinker-Grabens sollte von einem Lokalgletscher abgelagert sein, der vom Ochsen-Kampen herabstieg (A. PENCK, 1909, S. 172; BODEN, 1914, S. 191). — Indessen besitzen wir für derartig mächtige Lokalmoränen in diesen Gebieten mit geringen Höhen keine Äquivalente. Im Fockenstein—Geigerstein-Gebiet fehlen örtliche Glazialbildungen überhaupt. Auch tragen die Seitenhänge vom Hirsch-Berg und Kampen die deutlichen Merkmale starker glazialer Unterschneidung und nachfolgender Talverschüttung durch Bergsturmassen nach dem Abschmelzen des stützenden Eises.

So wird man dazu geführt, sich der neueren Darstellung H. v. WOLF'S (1922, S. 273) anzuschließen, der den Seitenarm vom Weißbach-Gletscher nicht beim Jagdhaus an der Schwarzentenn-Alm endigen läßt, sondern weiter nach Norden führt, so daß die in den linken Seitengraben des Söll-Baches eingebauten Moränen von diesem Ferngletscherarm abgelagert wurden.

Im Neuhütten- und Scheiben-Graben lassen sich die Moränen bis 1120 m, im Stinker-Graben bis 1200 m verfolgen. Dieselben reichen hier also bis zu denselben Höhen hinauf, wie am Westrand des Weißbach-Tales. Die Moränen im hinteren Rumpel-Graben sind sogar bis etwa 1250 m hinauf festgestellt. Die Eishöhe senkte sich also nach Norden, ähnlich wie im Weißbach-Tale, da nach OSSWALD (1924, S. 148) die Ufer-

Moränen O. von Dorf Kreuth auf 1250 m liegen und am Wall-Berg auf 1150 m. Beim Abschmelzen dieser Eismassen vom Schwarzen-Bach und Söll-Bach bildeten sich die durch die Ufermoräne des Tegernsee-Gletschers gestauten mächtigen Flußschotter des Söll-Baches.

Die Form der in dem breiten Talboden bei der Jagdhütte N. von der Wasserscheide von Söll-Bach und Schwarzen-Bach sich unvermittelt erhebenden Wälle, läßt jedoch nicht auf Bergsturz schließen. Abgesehen davon, daß ein Ursprungsgebiet desselben oder Zusammenhänge mit anderem Bergsturzmateriel völlig fehlen. Die Wälle müssen wohl eine glaziale Ablagerung darstellen, die allerdings nicht dem ursprünglichen Ende, sondern einem Rückzugsstadium des Gletscherarmes entspricht.

Der Isar-Gletscher. — Die diluviale Geschichte des Isar-Tales von seinem Ursprung bis zum Tölzer Becken ist bereits von A. PENCK (1922, 1925, 1930) und FR. LEYDEN (1920) sehr eingehend dargestellt worden.

Während der Isar-Gletscher zur Mindel-Eiszeit im wesentlichen Kalkalpengletscher war, bildeten die Eismassen, die das Isar-Tal zur Riß- und Würm-Eiszeit erfüllten eine Abzweigung des zentralalpiner Inn-Gletschers, die sich im Ober-Inntal absplattete, das Einfallstor am Seefelder-Paß durchfloß und fächerförmig auseinandertretend, sich nach Mittenwald ins Werdenfelser Land heruntersenkte.

Für die Festlegung der Ausbreitung vom zentralalpiner Gletscherstrom dieses Mittenwalder Eisfächers sind für die Zeit der letzten Vereisung sehr reichliche Zeugen erhalten geblieben. Die Eismassen waren ungleich gewaltiger, als diejenigen, welche den schmalen Durchlaß des Achen-Sees querten und lösten sich in zwei Hauptgletscherströme auf. Ein Ast floß nordwestlich ins Loisach-Tal. Der Hauptast folgte der Eintiefung des Walchensee—Kochelsees und dem Lenggrieser Isar-Tal. Obgleich der Isar-Arm des Mittenwalder Gletschers mit seinem reichlichen kristallinen Geschiebematieriel, das durch die enge Scharnitzer Pforte (Tor von Mittenwald) hindurchgefördert wurde, als eigentlicher zentralalpiner Gletscher zu gelten hat, erhielt derselbe noch mächtige kalkalpine Zuflüsse aus dem Karwendel-Gebirge (Riß-Gletscher) und außerdem einen wesentlichen Teil der inneralpiner Achensee-Eismassen, die über das Gebiet der Hoch-Alpe nach Norden und Süden herüberquollen. Unterhalb der Talenge von Fall biegt der Isar-Gletscher in das Isar-Quertal ein, durchzieht unser Gebiet, strömt dann mit ziemlich raschem Oberflächengefälle auf das Alpenvorland ab, in dem die Endmoränen aufgehäuft wurden, deren Bildung mit dem Höchststand des zentralalpiner Würm-Isareises zusammenfällt.

Diese peripher gelegenen Endmoränen, die das Zweigbecken des Isar-Gletschers umsäumen, lassen sich in drei Abschnitte gliedern, die als Phasen der Hoch-Würmeiszeit auseinandergehalten werden. Im Be-

reich des Isar-Gletschers werden dieselben durch die Orte Schäftlarn, Ebenhausen, Icking bezeichnet, die der allgemeinen Benennung Schaffhausener, Diessenhofener und Singener Phase entsprechen (TROLL, 1925, S. 281). Der innerste Moränenkranz von Münsing und Icking (Wessobrunner Phase), der von K. TROLL als Rückzugsstadium und damit als die jüngste Phase angesehen wurde, wurde von J. KNAUER (1928, S. 300; 1929, S. 19; 1931, S. 22) als eine Vorrückungsphase und damit als die älteste erkannt.

Etwa 23 km hinter den äußersten Jungendmoränen des Isar-Gletschers bei Schäftlarn liegen die hohen Endmoränen von Tölz. Dieselben wurden früher dem Bühl-Stadium zugerechnet. Indessen haben H. v. WOLF (1922, S. 290), LEYDEN (1925, S. 337) u. a. gezeigt, daß der bühlstadiale Isar-Gletscher nicht mehr so weit nach Norden gereicht haben kann. Die mächtigen Moränenbildungen, die den Ausgang des Isar-Tales und das engere Stammbecken umschließen, müssen also einem älteren Stadium des Eisrückganges, dem Walchsee-Stadium oder Ammersee-Stadium = α -Stadium TROLL's = Weilheimer Stillstandsloge eingeordnet werden.

Das dem Bühl-Stadium (β -Stadium TROLL's) angehörige Ende des Isar-Gletschers hat die Enge am Sylven-Stein vermutlich nicht mehr überschritten und ist bei Fall zu suchen. Dieses Rückzugsstadium liegt also, ebenso wie bei den anderen großen Vorlandgletschern, schon weit innerhalb der Alpen. Zur Zeit der bühlstadialen Stillstandsloge während des Schwindens der großen Vereisung hatte der Isar-Gletscher unser Gebiet bereits verlassen. Das Fehlen von Endmoränenwällen bei Fall erklärt sich nach LEYDEN durch das Vorhandensein eines großen Tal-sees, den die hohen Endmoränen des Walchsee-Stadiums stauten und in dem die Gletscherzunge endigte.

20 km weiter südlich wird von LEYDEN (1925) in der Talweitung von Wallgau und Krünn in der Spätglazialzeit ein weiterer Gletscherhalt als „Krünn-Stadium“ angenommen, das also hinter dem Bühl-Stadium liegt und älter ist als der Vorstoß des Gschnitz-Stadiums, welches einen Gletschervorstoß mit stark entwickelten Endmoränenwällen bedeutet.

Faßt man die Wälle N. von der Schwarzentenn-Alm als Endmoränen eines Rückzugsstadiums auf und versucht dieselben dieser Zeitfolge des Spätglazials einzuordnen, so käme nur eine Stillstandsloge in Frage, die mit dem Ammersee-Stadium zusammenfallen könnte.

Die diluvialen Ablagerungen des wärmeiszeitlichen Isar-Gletschers bilden in unserem Gebiet eine zusammenhängende Zone an der Ostseite der Isar in einer Längserstreckung von etwa 6 km und einer Breite von 2 km. Zwischen den harten und widerstandsfähigen Plattenkalken des Hohenwiesner Berges und dem vornehmlich aus älteren Trias-Gesteinen aufgebauten Querriegel von Hohenburg weichen die jüngeren Trias- und Lias-Gesteine des Schön-Berges und der Plattenkalk und Hauptdolomit des Grasleiten-Kopfes gegen Osten zurück, so daß

eine flache Nische entsteht, welche sich in die Höhen einschiebt und in der die diluvialen Sedimente zur Ablagerung kamen. Dieselben bestehen aus Moränen der Würm-Vergletscherung und aus postglazialen Talschottern. Die Moränen lassen sich zunächst vom Klaffen-Bach bis zu dem Rhät-Kalk des Schmicker-Steins und bis gegen Hohenreuth verfolgen. Hier werden sie von dem schmalen diluvialen Schuttkegel des Alm-Baches unterbrochen. Die Oberkante erreicht am Hohen-Moosgraben eine Höhe von 910 m und senkt sich gegen den Schmicker-Stein auf 824 m. Die wellige Oberfläche ist gegen die Isar zu geneigt. Südlich der Zahl 836 bildet die Moräne eine schmale, hügelige Hochfläche, an deren Westrand zahlreiche trichterförmige Vertiefungen sichtbar werden, die durch Sackungen infolge späteren Abschmelzens von totem Eis, das in der Moräne erhalten geblieben war, entstanden. Die Schmelztrichter lassen sich über eine Erstreckung von etwa $\frac{1}{2}$ km verfolgen.

Vom Klaffen-Bach bis über den Alm-Bach hinaus sind die Moränen im Osten von jüngeren Schuttmassen überdeckt, während sich im Westen die mehrfach abgestuften, postglazialen Talschotter von Hohenwiesen, Klaffenbach, Winkel und Hellerschwang anschließen. Diese sind in die Moränenablagerungen eingesenkt und heben sich durch ihre ebene und trockene Oberfläche, die bis zu 30 m über den Isarspiegel ansteigt, von dem welligen und unregelmäßig hügeligen, zumeist sumpfigen Moränengebiet scharf ab.

400 m N. vom Alm-Bach schließen sich die Moränen unmittelbar an den Plattenkalk und den Hauptdolomit der Gras-Leite, erfüllen das Gebiet des Unteren und Oberen Bichl und erreichen bei Hohenau eine Höhe von 975 m. Westlich von Lasseln wird die Moräne in einer Kiesgrube abgebaut. — Südöstlich von Mühlbach finden sich Geröllmassen mit kalkigem Bindemittel von sehr unregelmäßigem, groben und kleineren Material, die offenbar eine verkittete Moräne bilden. Vorwiegend sind gröbere Kalke und Dolomite und feinere Hornsteine vertreten. Außerdem wurde Glimmerschiefer und Buntsandstein festgestellt. — Die postglazialen Talschotter setzen sich im Westen der Moränen am rechten Isarufer über Hohenreuth, Fleck, Almbach, Holz und Wies nach Anger fort und vereinigen sich hier mit dem gleichzeitig gebildeten Schuttkegel des Hirsch-Baches.

Höher am Talgehänge waren die Ablagerungs- und Erhaltungsbedingungen für Moränen nicht sonderlich günstig. Südwestlich von der Gufel-Wand findet sich ein Vorkommen auf 1030 m Höhe und zwei kleinere an der linken Talseite des Klaffen-Baches bei 850 und 800 m. Die Eishöhe muß hier jedoch mindestens mit 1100 m angenommen werden.

Beim „kalten Wasser“ S. von Hohenwiesen endigen die jungdiluvialen Talschotter. Die Plattenkalke und der Hauptdolomit des nördlichen Schergenwieser Berges treten unmittelbar an die Isar heran. In einem

etwa $1\frac{1}{2}$ km langen Talstück war an dem Steilufer keine Möglichkeit zur Aufschotterung der fluviatilen Gerölle gegeben. Der Fluß wirkte lediglich erodierend. Weiter im Süden stellen sich jedoch wieder die postglazialen Ablagerungen ein, die sich als eine schmale, bis zu 40 m breite, Terrasse beim Bacherleger (N. davon Kiesgrube) und Herrnleger unmittelbar an den Hauptdolomit-Fuß des Schergenwieser Berges in einer Höhe von etwa 20 m über der Isar, anlehnen und fast bis zur Talenge am Sylven-Stein unterhalb von Fall herabreichen. In den Schottern beobachtete LEYDEN (1929, S. 47) schräge Deltastruktur. Weiter oberhalb erlangen die postglazialen Terrassen im Isar-Längstale zwischen Krünn und Fall ihre bedeutendste Entwicklung und steigen hier 20—30 m über den Fluß an.

Die Aufschotterung der postglazialen Terrassen kann erst nach dem Rückzug des Talgletschers erfolgt sein. Da dieselben bei Winkel und Fleck in die Moränen eingesenkt liegen, muß außerdem eine vorhergegangene Erosionsperiode angenommen werden.

Im Bereich der diluvialen Ablagerungen, in der Nische zwischen Hohenwiesner Berg und dem Hohenburger Rücken finden sich einzelne Aufragungen aus härteren Trias-Gesteinen, O. von Winkel eine Rippe aus Rhät-Kalk bis zu einer Höhe von 830 m, ferner eine kleine Kuppe aus Rhät-Kalk die Höhe 784 bildend. Bei Hellerschwang besteht die bewaldete Kuppe 783 aus Kössener Kalk. Der Plattenkalk-Zug SO. von Hohenreuth in rund 770—780 m Höhe. Östlich vom Alm-Bach Plattenkalk in 790 und 803 m. Die Hauptdolomit-Kuppe des Herrn-Köpfls 807 m. Hauptdolomit und Raibler O. von Tradln 788 m. Die Vorkommen besitzen annähernd gleichmäßige Höhen und vereinigen sich zu einer breiten, vom Talgehänge scharf abgesetzten Felsterrasse, die als die praeglaziale Talsohle vom Isar-Tal anzusehen ist (A. PENCK, 1922, S. 204; LEYDEN, 1925, S. 48, 49). Die Ausräumung der Nische durch die praeglaziale Isar hängt in den südlichen Teilen mit dem Ausstreichen der zumeist weichen Kössener Schichten zusammen, die im Norden auf den harten Plattenkalk-Zug des Hohenwiesner Berges folgen und die besonders W. vom Schön-Berg den Untergrund vom Diluvium bilden, während W. vom Grasleiten-Kopf Plattenkalk und Hauptdolomit abgetragen wurden. Zum mindesten vor dem Eintritt der letzten Vereisung wurde diese praeglaziale Talsohle durch Flüsse, die von den östlichen Bergen herabströmten, wieder zerstört und nur von den widerstandsfähigeren Gesteinslagen blieben einige Härtlinge erhalten. In dieser Nische waren günstige Bedingungen sowohl für die Ablagerung wie auch für die Erhaltung der Moränen und Schotter gegeben.

In der kalkalpinen Randzone des Fockenstein- und Geigerstein-Gebietes und in dem nördlich anschließenden Flysch-Gebiet treffen wir, besonders in den tiefeingerissenen Tälern, recht zahlreiche Moränenreste

als Zeugen der ehemaligen Bedeckung mit dem würmeiszeitlichen Isar-Gletscher, der sich dem schon vorhandenen Gebirgsrelief anpaßte.

In dem zwischen Geiger-Stein und Focken-Stein tief eingefurchten Sonners-Bach finden sich im Unterlauf einige vereinzelte Moränenreste. Bei der Sonnersbach-Alm beginnt dann ein fast ununterbrochenes Band, das bis nahezu 1100 m hinaufreicht. Im oberen Traten-Bach steigt die Moräne bis 1065 m an und im Baumgarten-Graben N. von der Baumgarten-Alm bis 1150 m. In dem N. von Lenggries in die Isar einmündenden Stein-Bach (AIGNER, 1910, S. 16) und dessen Seitentälern liegen viele Moränenreste, die infolge der Farbgebung nicht sehr deutlich auf der Karte in Erscheinung treten. Im Gaisachau-Graben, der gegenüber vom Sonners-Bach in den Stein-Bach einmündet, reicht die Moräne noch bis 1000 m Höhe. In dem Seitental W. vom Blarch-Graben bis 900 m Höhe und ebenso im Grün-Graben. Neben vereinzelten Stellen zu beiden Seiten des westlichen Geigerstein-Zuges wurden im Südosten des Geiger-Steins, im Ramls-Graben, Moränenreste bis 1100 m gefunden. Im oberen Abschnitt des Hirsch-Grabens wird die linke Talseite durch Moränenablagerungen von 970 m bis 1170 m eingesäumt. Der Hirschtal-Sattel (1224 m) war nicht vom Eis überdeckt. Die Moräneneintragung am Sattel ist irrtümlich erfolgt. Die Moränen vom Isar-Eis im Westen und diejenigen vom Weißbach-Eis im Osten endigten unterhalb der Sattelhöhe. Die Endigung der Moränen wird schon unterhalb der Straßenschleife gut sichtbar. Ein zentralalpines Geschiebe (Glimmergneis) fand sich an dem Wege, der von der Hirschbach-Straße zur Seekar-Alm und zur neuerbauten Jubiläums-Hütte hinaufführt in einer Höhe von 1050 bis 1100 m.

Die Vorkommen zeigen, daß die kalkalpine Randzone O. von Lenggries zur Zeit der größten Gletscherausbreitung bis etwa 1200 m im Isar-Eis begraben war. Im Flysch-Gebiet senkte sich die Eisoberfläche nach Norden ab.

Die eigenartige Eintiefung, in der die Weiher von Hohenburg liegen und welche die Hügel von Hohenburg vom eigentlichen Geigerstein-Höhenzug abtrennt, deutet L. SIMON (1926, 1927) als einen alten Lauf des Hirsch-Baches, der vom Eis des schmelzenden Isar-Gletschers abgeriegelt und zu diesem Umweg gezwungen wurde. Nach dem Abschmelzen vom Eishindernis schob sich der Hirschbach-Schuttkegel gegen die Isar vor, in den der Hirsch-Bach, das alte Bett verlassend, sich eingrub, um auf kürzerem Wege die Isar zu erreichen.

Nördlich vom Hohenburger Rücken wird die rechte Talflanke des Isar-Tales von zwei mächtigen, breiten Schuttkegeln eingenommen, die aus den seitlichen Tälern hervorbrechen. Dieselben erheben sich bis 120 m über den Isarspiegel und reichen bis an die Isarauen heran. Die unteren, flacher geböschten Teile sind in mehrere Terrassen abgestuft. Der südlichere, etwas kleinere Schuttkegel von Lenggries beginnt beim

Austritt des, an der südlichen Flysch-Grenze verlaufenden, Traten-Baches aus dem Gebirge und verschmilzt mit demjenigen des Hals-Baches und des Geigerstein-Grabens, der sich bis über 900 m in den Lias hinauf verfolgen läßt. Der Traten-Bach weicht dem Schuttkegel nach Norden aus und umfließt den Nordrand, ebenso wie der Reiter-Bach dem Südsaum folgt. Das Tal wurde durch seine eigenen Schuttmassen verbaut. — Die nördlicheren, ausgedehnteren, gegenüber von Arzbach ausgebreiteten Lockerprodukte entstammen völlig dem Flysch-Gebiet des Stein-Baches, der ebenfalls nicht seine eigenen Schuttmassen durchfurcht, sondern nach dem Austritt aus dem Flysch, nach Süden umbiegend, an deren Südrand entlangzieht.

Die auffallend mächtigen Trümmermassen, die nördlich vom Hohenburger Riegel das Isar-Tal ausfüllen, wurden nach dem Rückzug des Isar-Gletschers aufgehäuft, also gleichzeitig mit den postglazialen Talschottern, sowie gleichzeitig mit dem Hirschbach- und Almbach-Schuttkegel. Nicht nur im Isarbett, sondern auch an dessen seitlichen Hängen müssen zu dieser Zeit reichliche Wassermengen die Schottermassen in Bewegung gesetzt haben.

Die glazialgeologischen Verhältnisse in den Bergen links der Isar sind bereits von D. AIGNER (1910 und 1912) und R. v. KLEBELSBERG (1914, S. 243) ausführlich geschildert. Die geologische Kartierung des Flysch-Gebietes zwischen Isar und Loisach (BODEN, 1925a) galt mehr der Erforschung der Stratigraphie und der Tektonik des Flysches als den diluvialen Ablagerungen, die hierbei nur hinderlich waren.

Besonders auffallend und eigenartig sind in diesem Flysch-Gebiet die zahlreich auftretenden zentralalpinen Erratika, die oft erhebliche Größen erreichen. Dieselben werden zumeist ganz vereinzelt angetroffen und gehören wohl nicht ursprünglich dem Moränenbestand an, aus dem sie durch die Erosion freigelegt wurden, sondern ihre Verfrachtung erfolgte als einzelne Blöcke auf dem Eistrücken oder im Eis.

Das hauptsächlichste Verbreitungsgebiet liegt im südlichen Teil der Flysch-Zone zwischen der Linie Fahrt-Kopf—Lehenbauern-Berg im Norden und Windpassel-Kopf—Buchenauer-Kopf—Görgl-Köpfl im Süden. Im oberen Stein-Graben, am Nordabhang des Buchenauer-Kopfes erreichen die kristallinen Blöcke eine Höhe von 1030 m, am Waxen-Eck 1010 m, im oberen Lain-Bach 800 m, am Rieder Vorberg 920 m, N. davon 780 m. Zumeist sind dieselben zwischen den Höhenlinien 900 und 1000 m ange-reichert. Die Verfrachtung erfolgte durch den Loisach-Gletscher der Würm-Eiszeit, der ungleich viel größer und mächtiger war als der Isar-Gletscher. Im Bereich des letzteren an den östlichen Isarhängen und im Osten der Isar wurden derartig häufig auftretende grobe Findlinge aus den Zentralalpen nicht beobachtet.

Die Verbreitung der Moränenablagerungen, die sich zumeist in den Talfurchen vorfinden, beschränkt sich fast ganz auf den südlichen

Abschnitt der Flysch-Zone, während der nördliche Höhenzug des Blom-Berg—Zwiesel—Enzenauer-Kopf frei davon ist. Vornehmlich stammen die Moränen vom Loisach-Gletscher, aber auch die nach Osten abfließenden Täler sind vom Isar-Eis mit Moränenschutt hoch aufgefüllt, während in den Flysch-Bergen O. von der Isar derartig mächtige und zusammenhängende glaziale Bildungen fehlen. Tiefe und breite Täler müssen im Flysch-Gebiet zwischen Isar und Loisach vor dem Eintritt der letzten Eiszeit vorhanden gewesen sein, die sich auch in das kalkalpine Gebiet hineinerstreckten und in denen die mächtigen Moränenmassen zur Ablagerung kamen. Dieselben blieben zum großen Teil erhalten und wurden lediglich von jüngeren Taleinschnitten durchfurcht, so daß eine wesentliche Umgestaltung der Oberflächenformen durch die glazialen Talauffüllungen entstand.

Die große Mächtigkeit der glazialen Einschüttungen war schon KNAUER (1926, S. 116) aufgefallen. An der linken Isarseite, im Klein-Graben SO. vom Zwiesel, beträgt dieselbe 80 m, im Letten-Bach—Tiefen-Graben 110 m, in den linken Seitentälern der Kot-Laine im Kreuz-Graben und dem oberhalb der Lainbach-Hütte einmündenden, der schon südlich der Flysch-Zone verläuft, 200 m.

Die 1000 m Höhenlinie erreichen die Moränen recht häufig, im oberen Stein-Graben steigt dieselbe über 1000 m hinauf. AIGNER (1910, S. 17) gibt für die Moränenhöhe im Flysch-Gebiet 1030 m an und in den südlich anschließenden Kalkalpen 1080 m.

Nimmt man eine maximale, nach Norden allmählich absinkende Eishöhe während der Würm-Eiszeit von rd. 1030 m im Flysch-Gebiet an, so ragten im nördlichen Abschnitt nur die oberen Kuppen des Blom-Berges (1248 m, 1237 m), des Zwiesels (1348 m), des Stallauer-Ecks (1216 m), des Enzenauer-Kopfes (1201 m) und des Fahrt-Kopfes (1203 m) über die Eisoberfläche hervor, im Süden diejenigen des Windpassel-Kopfes (1145 m), des Buchenauer-Kopfes (1225 m) und des Hochtannen-Kopfes (1184 m). Südlich vom Hochtannen-Kopf und vermutlich auch nördlich desselben kamen Isar- und Loisach-Eis miteinander in Berührung.

Als ein wesentliches Ergebnis der Flysch-Kartierung zeigte sich, daß die im Kalkalpengebiet bekannten Kesselberg-Störungen nicht am Westrand des Flysches verlaufen und diesen Talrand morphologisch bedingen, sondern die Flysch-Falten in diagonaler Richtung von SW. nach NO. durchfurchen. Während die Kesselberg-Störungen und auch andere Querstörungen in der Morphologie der Kalkalpen so eindrucksvoll in Erscheinung treten, sind dieselben in der Oberflächengestaltung der Flysch-Berge, ebenso wie die Hauptquerstörungen des Tegernseer und Schlierseer Flysches nicht ausgeprägt (LEYDEN, 1924; KNAUER, 1924, S. 49 und 1926; LEYDEN, 1926, S. 347). Diese Tatsache hängt jedoch lediglich mit der Gesteinsbeschaffenheit zusammen und erlaubt keinerlei Rückschlüsse auf die Entstehungszeit der Störungen, deren Aufreißen nach wie vor

vom Verfasser mit der letzten großen Alpenfaltung in Zusammenhang gebracht wird.

Von besonderer Bedeutung für die diluviale Geschichte des Isar-Tales ist das Auftreten von Ablagerungen der Riß-Würm-Interglazialzeit, die eine Mächtigkeit von mehr als 100 m erreichen und zu unterst aus Seetonen und Seekreide bestehen, die in einem interglazialen See gebildet wurden, und zu oberst aus fluviatilen Geröllmassen. Diese interglazialen See- und Schotterablagerungen, die von Riß-Moräne unter- und von Würm-Moräne überlagert werden, lassen sich von Mittenwald über Wallgau und Vorder-Riß bis oberhalb von Fall verfolgen. Seetone finden sich ebensowohl bei Fall und bei Tannern im östlichen Abschnitt des Jachenau-Tales. Auch am Wackers-Berg bei Tölz kehren dieselben interglazialen Bildungen, eingeschaltet zwischen den Moränen der beiden letzten Eiszeiten, wieder. Hierdurch wird die Annahme begründet, daß ein einheitlicher langgestreckter Interglazialsee von Mittenwald bis Tölz im Isar-Tal vorhanden war, der später zugeküstet wurde. Die Höhenlage der interglazialen Bildungen des Isar-Tales, die von Tölz bis Mittenwald dauernd ansteigen (von 700—950 m), deutet auf eine Schrägstellung durch tektonische Heraushebung des Isargebietes hin, deren Eintritt gegen Ende der letzten Interglazialzeit erfolgte. Nach LEYDEN (1924, S. 205 und 206) ist jedoch eine unmittelbare Zusammengehörigkeit der interglazialen Bildungen am Wackers-Berg bei Tölz mit denjenigen im Längstal der Isar nicht bewiesen. Vielmehr wurde der interglaziale Isar-See, dessen Mindestspiegelhöhe 930 m betrug, N. von Fall durch eine gegen 1000 m hohe Schwelle gestaut. In dem Aufnahmegebiet können zu der Frage, ob der Interglazialsee N. von Fall eine Unterbrechung erfuhr oder sich mit dem Interglazialsee von Tölz unmittelbar verband, keine Beiträge geliefert werden, da weder fluviatile noch lakustre Ablagerungen der Riß-Würm-Interglazialzeit beobachtet wurden. Aber das Auftreten der Seeablagerungen im Jachenau-Tal (v. KLEBELSBERG, 1914, S. 256), die nicht dem postglazialen Isartal-See angehören können (s. u.), spricht doch für einen Zusammenhang. Unterhalb von Fall wurden dieselben eben vor dem Eintritt der letzten Eiszeit wieder erodiert oder es liegen Reste derselben vergraben unter dem jüngeren Diluvium. H. v. WOLF (1924) lehnt ein postglaziales Alter des Isar-Durchbruchs am Sylven-Stein ab und glaubt, daß das Eis die Enge schon passierte, wodurch eine Fortsetzung älterer Seeablagerungen aus dem Längstal ins Quertal der Isar gegeben wäre.

Nicht nur in der letzten Interglazialzeit, sondern auch in der Postglazialzeit finden sich bei Tölz Sedimente, die in einem Seebecken abgelagert wurden. Im Tölzer Reh-Graben (SIMON, 1931) erreichen diese Seekreide-Absätze des jüngeren Tölzer Isar-Sees eine Mächtigkeit von 20 m und überdecken eine alte Landoberfläche mit Überkrustung von Quellsinter- und Moorbildung. Das Vorhandensein des

nacheiszeitlichen Sees reicht vom Praeboreal bis ins Subatlantikum. Der See füllte als schmaler Arm zwischen Tölz und Lenggries das Hauptbecken und griff nur wenig auf das seitliche Gehänge über. Im Norden wurde derselbe durch eine Schwelle abgeschlossen, die heute auf etwas über 1 km Breite von der Isar durchsägt ist. Gegen Süden dehnte sich der See nach SIMON bei einer Spiegelhöhe von 675 m etwa nur bis Lenggries aus, während LEYDEN eine südliche Reichweite bis zum Bacherleger unterhalb der Enge von Fall annimmt, da hier Deltaschichtung in den postglazialen Talschottern anzeigt, daß der Schutt dieser Terrasse sich in ein postglaziales Seebecken ergoß (LEYDEN, 1920, S. 47), deren Ablagerungen später durch tektonische Heraushebung eine Schrägstellung erfuhren (LEYDEN, 1924, S. 206).

Eiszeitliche Lokalvergletscherung. — Über der Oberfläche vom Eisstromnetz, das als Abzweigung des Inn-Gletschers während der letzten Vereisung in unser Gebiet eindrang, lassen sich noch die Anzeichen einzelner, wenig ausgedehnter Vorkommen von örtlichen Eisansammlungen erkennen. Ablagerungsspuren der örtlichen Vergletscherung sind gering, morphologische Merkmale treten etwas deutlicher hervor. Insbesondere beobachtet man Talabschnitte, in denen sich selbständige Firnflecken entwickelten und in denen die Eisbewegung erodierend und formbildend gewirkt hat.

Mehrere, ehemals vom Lokaleis ausgefüllte und glazial ausgeweitete, Firnwannen finden sich an der Ostseite vom Seekar-Kreuz. In der flachen, fast wagrechten Sohle der südlichen, zwischen Seekar-Kreuz und Zinner-Leite, liegen bei der Zahl 1397 die südlichen Hütten der Rauh-alm. Eine Karschwelle ist noch schwach angedeutet. Der Südrand wird von Oberrhät-Kalk, der Nordrand von Lias gebildet. Die nördliche, zwischen Seekar-Kreuz und Brand-Kopf, völlig im Lias eingefurchte, zeigt ebenfalls die deutlichen Formen glazialer Auskolkung. Die Karausgänge liegen etwa bei 1400 m, also mindestens 200 m über dem Höchststand des Ferneises.

Eine ähnliche, vom Eis ausgehobelte, Trogform findet sich an der Bucher-alm im Süden der Schwarzentenn-alm. Die verfallene und die noch bezogene Almhütte stehen auf einem Schuttwall, der auch noch weiter nach Süden reicht und der sich vor die breite sumpfige Talwanne legt, die im Norden und Süden von den mit Almweiden bedeckten Lias-Höhenzügen eingerahmt wird, während sich am westlichen Talschluß die Rhätkalk-Felsen des Buch-Steins mit einer kleinen Trümmerhalde erheben. Der Schutt bei den Almhütten ist als Lokalmoränenbildung aufzufassen, aufgehäuft vom Eis, das den Trog erfüllte. Östlich der flachen Firnwannensole fällt das Gehänge steil ins Schwarzenbach-Tal ab. Der Karausgang liegt bei 1300 m, also 100 m tiefer als wie diejenigen am Seekar-Kreuz, aber noch 50 m über dem nächstgelegenen Fernmoränenauflschluß im Rumpel-Graben (s. o.).

Die erwähnten Talkare sind nach Osten geöffnet. Ähnliche gegen Westen gerichtete Hohlformen fehlen an der Isar-Talseite.

Die Talformen am Seekar-Kreuz und an der Bucher-Alm sind im wesentlichen durch Flußerosion ausgefurcht und erfuhren später durch Glazialarbeit lediglich eine geringe Ausgestaltung, die eine Verflachung der Talsohle und eine schwache Rücktiefung, sowie eine Versteilung der Wände hervorrief.

Die ursprünglichen Flußtäler, von denen uns nur die kurzen Talenden erhalten geblieben sind, besitzen ein höheres Alter als die Haupttal-furchen und bilden Teile eines praeglazialen Oberflächen-systems. Durch Heraushebung des Gebirgskörpers wurde dieses alte Talsystem ausgeschaltet und die Erosion neu belebt, so daß sich die tiefen Haupttäler einschneiden konnten, wobei die alten Formen zerstört und im wesentlichen nur die Talenden als Reste übrig blieben.

Die glaziale Ausgestaltung kann sowohl in der vorletzten, wie auch in der letzten Eiszeit erfolgt sein. Die Hauptarbeitsleistung vom Eis, während der Würm-Vergletscherung, ist auch in unseren unbedeutenden Hohlformen zur Zeit der größten Eisausbreitung anzunehmen, als dieselben völlig unter Schneebedeckung lagen.

In den Tegernseer Bergen wurde die Schneegrenze von PENCK (1909, S. 170, 255) während der Hochwürmeiszeit in einer Höhe von 1200 m gesucht. In den Bergen zwischen Lech und Loisach wird dieselbe von H. G. STEINMANN (1931, S. 129) auf 1300—1350 m bestimmt. Nach den neueren Moränenfunden dürfte dieselbe auch im Tegernseer Gebiet etwas höher, zum mindesten auf 1250—1300 m, verlegt werden. Aber auch beim Rückzug der Würm-Eismassen bestanden die kleinen Ferner in den Talmulden noch weiter.

Nach der von PENCK angewandten Methode würde die stadiale Schneegrenze des Eisrückzuges sich aus dem Mittel zwischen Karboden-höhe und umgebenden Höhen auf etwa 1500 m bestimmen lassen. In-dessen bestehen nach den eingehenden Darstellungen von E. FELS (1929) aus dem Karwendel genetische Beziehungen zwischen den Karen und der Schneegrenze nicht, zum mindesten ist die größte Vorsicht anzu-wenden bei der Bestimmung der ehemaligen Firngrenze aus den Kar-höhen. Zumal die Karhöhen sehr unregelmäßig sind und in sehr ver-schiedenen Höhenlagen auftreten. Vor allem auch weil die Kare nicht durch eiszeitliche Vorgänge ihre erste Anlage und ihre wesentlichste Ausbildung erfuhren, sondern glazial umgeformte Talreste des jung-tertiären Hochflurensystems bilden.

Zu dem gleichen Ergebnis kommt auch H. G. STEINMANN (1931, S. 211, 213) in den nördlicheren Teilen der Alpen. Jedoch müssen bei einer Schneehöhe von etwa 1500 m, die dem ersten großen Rückzugsstadium (Ammersee-Stadium, α -Stadium TROLL's) entsprechen würde, als der Ferneisspiegel in den angrenzenden großen Tälern schon um 200—250 m

gesenkt war, die kleinen Ferner mit einem geringen Nährgebiet noch wirksam gewesen sein. Insbesondere ist in dieses Stadium die Aufhäufung der Lokalmoräne an der Bucher-Alm zu verlegen, deren Bildung somit in dieselbe Stillstandslage des Eisrückzuges fällt wie die vom Seitenarm des Weißbach-Gletschers abgelagerten Endmoränenwälle N. von der Schwarzentenn-Alm (S. 7, 8 u. 9). Bei weiterem Aufrücken der Schneegrenze, blieben in den Firnmulden auch während der späteren Rückzugsstadien, als das zentralalpine Eis aus unserem Gebiet schon zurückgewichen war, die abgestorbenen Eismassen erhalten, ähnlich wie andere Eisrelikte, die durch die morphologischen Verhältnisse vor dem Abschmelzen geschützt lagen.

Im Fockenstein—Geigerstein-Gebiet zeigen die vom Ferneis freien Höhen über 1200 m (1562 m und 1491 m) keine deutlichen glazialen Umgestaltungen der Formen, die auf Bedeckung mit Lokaleis hinweisen könnten, im Gegensatz zu dem zu viel größeren Höhen (1801,0 m) aufsteigenden Benediktenwand-Gebirge (v. KLEBELSBERG, 1914, S. 260). Besonders klar treten diese durch die Erosion örtlicher Eisansammlungen bedingten Firnmulden im Norden der Benedikten-Wand an der unteren und oberen Hausstatt-Alm in Erscheinung. Auch an der Südseite des Benediktenwand-Gebirges deuten die Formen nach v. KLEBELSBERG auf das Vorhandensein von Lokalgletschern und Firnen hin. Die Höllgrube am Südabfall der Benedikten-Wand besitzt jedoch nicht eine vom Eis ausgeschliffene Karform. Es ist vielmehr eine ovale Vertiefung von 20 m, die in steilgestellten, ganz weichen Partnach-Mergeln liegt, im Norden und Süden begrenzt vom harten Wetterstein-Kalk, der die Flanken eines steilen Gewölbes bildet, das sich über den Mergeln spannte. Auch im östlichen Fortstreichen der letzteren, im SO. der Achsel-Köpfe, sind dieselben von ähnlichen kleineren, trichterförmigen Vertiefungen begleitet (BODEN, 1915, S. 224, 225), deren Auftreten an die Partnach-Mergel gebunden und durch ihre weiche plastische Beschaffenheit bedingt ist. Sogar noch am Nordrand vom Blom-Berg wird eine kleine Abstufung als Karnische aufgefaßt, die bei 1010—1020 m, schon über dem Vorlandgletscher lag (v. KLEBELSBERG, 1914, S. 261).

Außer diesen Lokalgletschern fanden sich über der Ferneisbedeckung noch vielfach Eisansammlungen, die zu gering waren, um deutliche glaziale Formen oder glaziale Aufschüttungen zu hinterlassen. Dieselben sollen im nächsten Kapitel Erwähnung finden.

Der jüngste Hochgebirgsschutt. — Im Norden der mächtigen Plattenkalk- und Hauptdolomitmassen, in der vom Rhät, Lias, Oberen Jura und Cenoman ausgefüllten Muldenzone, fallen die ausgedehnten Schuttbildungen auf, die weite Gebiete bedecken und die älteren Schichten verhüllen. Die Trümmernmassen liegen nicht wirr und unregelmäßig in dem Gebiete verteilt, sondern es lassen sich vielfach bestimmte Gesetzmäßigkeiten in ihrem Auftreten feststellen. Zumeist haben dieselben,

wie ihre starke Überwachsung — teils durch Grasdecke, teils durch Wald — erkennen läßt, das Endstadium ihrer Entwicklung erreicht und entstanden durch ein einmaliges Ereignis. Infolgedessen heben sich die Anhäufungen nicht so scharf heraus wie im vegetationsfreien Hochgebirge (L. KÖGEL, 1924, 1925). Nur durch recht mühsame Kartierung können die Grenzen festgelegt werden.

Eigentliche Nacktschutthalden, die sich noch fortentwickeln und ergänzen, sind seltener und meist von geringer Ausdehnung. Dieselben finden sich z. B. unterhalb von den steil aufragenden, felsigen Rhätkalk-Massen des Roß- und Buchsteins oder am Nordrand der Wettersteinkalk-Wände des Geiger-Steins. Außerdem treten auch einzelne derartige Lias-Halden an steileren Gehängeflanken auf. Die ausgedehnteren, zusammenhängenden Schuttmassen erfüllen langgestreckte breite und tiefe Talfurchen, die vorwiegend in der Streichrichtung der Schichten verlaufen, so daß weitgehende Talverschüttungen entstehen. Dem Niederbrechen vom Schutt ging also die Bildung von flachen Talwannen voraus, deren Einfurchung vielfach durch die Ausbildung der Schichten und durch die tektonischen Strukturverhältnisse genetisch bedingt ist.

Eine derartige mit Schutt ausgefüllte Furche findet sich im Gebiet des Buchersulz-Grabens. Dieselbe beginnt am Südrand des Roß-Buchsteins in einer Höhe von 1550 m und reicht bis in den Schwarzen-Bach hinunter. Nur in den obersten Teilen, unmittelbar unter den Rhätkalk-Wänden fehlt der Pflanzenwuchs. Der Weg von der Höhe 1223 über Punkt 1230 zum Ostabhang vom Friedberg-Kopf durchquert diese Trümmernmassen und zeigt besonders in den Grabeneinschnitten ihre außergewöhnliche Mächtigkeit. Im Süden lehnen sich die Schuttanhäufungen an die steilgestellten Plattenkalke des Friedberg-Kopfes und der Sonnberg-Schneid. Nur im Gebiet der Sonnberg-Alm ist noch ein schmaler Streifen von dunklen Kössener Kalken und Mergeln sichtbar. Im Norden erheben sich die oberrhätischen Riffkalke des Roß-Buchsteins, die ihre Fortsetzung etwa bei der Höhenlinie 1300 bis zum Bucher Wald finden. Das Vorspringen des Rhätkalk-Zuges im Osten an zwei Querverwerfungen bedingt auch das Vordringen vom Schutt weiter nach Norden. Lediglich an dem Kamm O. vom Buch-Stein werden die aufgehäuften Lockerprodukte ein Stück weit vom Lias begrenzt, der an zwei Querstörungen nach Süden gerückt ist. — Die tiefe Rinne, welche durch den Schutt ausgefüllt wird, verläuft also genau in dem Gebirgsstreifen, der aus den steilstehenden Kössener Schichten besteht, deren weiche Beschaffenheit die Erosion begünstigte, während die aufgelockerten Gesteine von den im Norden und Süden angrenzenden Plattenkalken und Rhät-Kalken in die ausgehöhlte Furche hineinbrachen.

An der Westseite des Sattels, zwischen Roß-Stein und Sonn-Berg, breitet sich im Gebiet des Marmormoos-Grabens eine in entgegengesetzter

Richtung geneigte, mit Schutt erfüllte Talfurche aus, die sich zwischen Plattenkalk im Süden und Rhät-Kalk im Norden einschaltet, also ebenfalls etwa die ganze Breite der Kössener Schichten einnimmt, und von der Röhrelmoos-Alm bis zu einer Höhe von 1570 m hinaufreicht. Die niedergebrochenen Gesteinsmassen lassen sich außerdem noch weit nach Süden in den Schliff-Bach hinunter verfolgen.

Das Sumpfmoorgebiet an der Röhrelmoos-Alm liegt in denselben Kössener Mergel-Zug eingebettet. Die Entwässerung wird durch einen Schuttstrom verhindert, der am Nordwestrand niedergegangen und als ein breiter Wall der Eintiefung vorgelagert ist. Derselbe durchschneidet den nördlich folgenden Rhätkalk-Zug und zieht sich noch in den Lias und den Ober-Jura des Muldenkernes hinein. Der Ursprung geht jedoch nicht vom Roß-Stein aus wie H. v. WOLF (1922, S. 299) annahm.

Ähnlich wie an der Röhrelmoos-Alm ist auch die Abriegelung von dem abflußlosen Sumpf bei der Seekar-Alm an der Nordseite durch Gehängegleitungen hervorgerufen.

Die Ansammlungen von Trümmernmassen im Hochlahner-Graben setzen die Schuttbildungen in dem südlichen Ausstrich der Kössener Schichten nach Westen fort. Dieselben überdecken im wesentlichen nur die Kössener Schichten und greifen lediglich im Süden ein Stück weit auf die Plattenkalke über.

Ebenso wie das südliche, zwischen harten Gesteinen eingeschaltete, Kössener Band auserodierte mit Schutt erfüllte Talfurche zeigt, ist dieselbe Erscheinung auch an den Streifen von Kössener Schichten gebunden, der als sattelförmiger Aufbruch zwischen Schön-Berg und Seekar-Kreuz hindurchzieht.

Ausgedehnte Trümmernmassen füllen eine Talwanne N. vom Schön-Berg aus und werden vom Alm-Bach und dessen Seitentälern, sowie einem Grabenstrang durchflossen, der vom Kalten Brunnen an der Südseite vom Schmicker-Stein vorbeizieht und in den Klaffen-Bach mündet. Diese Almbach-Schuttrinne verläuft in der Streichrichtung des Sattels aus Rhät-Kalken, der sich ehemals über dem Tale spannte, und in dessen First sich die breite Talwanne bis auf die Kössener Schichten eingegraben hat, so daß die Lockerprodukte die weichen Kössener Mergel völlig verhüllen und zu beiden Seiten von den aufragenden Rhät-Kalken, die den nördlichen und südlichen Sattelflügel bilden, eingerahmt werden. Nur im obersten bis 1410 m hinaufreichenden Abschnitt, bei der verfallenen Redeben-Alm, heben sich die Kössener als Unterlage vom Schutt heraus, der hier teilweise aus Trümmernmaterial vom Lias besteht. Westlich der Alpel-Wand, bei der Bauernrast, springen die Schuttmassen nach Norden vor und schließen sich unmittelbar an die Plattenkalke. Auf Rissen und Spalten im aufgebrochenen Sattelfirst sind die erodierenden Wasser eingesunken bis auf die weichen Kössener, durch deren leichte Ausräumung die harten Rhät-Kalke unter-

waschen wurden, abbröckelten und niederbrachen. Reichliche Wassermengen förderten die Trümmernmassen zu Tal und schufen eine breite Wanne, die sich später wieder mit Schutt ausfüllte.

Auch O. vom Joch bei 1468 m ist eine breite Talfurche, in welcher der obere Zinner-Bach fließt, in die weichen Kössener Schichten eingegraben. Das Umbiegen des Zinner-Baches nach Norden ist veranlaßt durch die Querstörung an der Westseite des Plattel, an der die harten Rhät-Kalke nach Norden geschoben sind und so den Knick in der Talmulde bedingen. Schuttanhäufungen sind hier jedoch nicht vorhanden.

Eine weitere, sehr breite mit Schutt ausgefüllte Talwanne liegt im Norden des Roß- und Buchsteins und wird von dem vorderen und hinteren Rumpel-Graben, sowie einem mittleren Grabenstrang durchflossen, der bis etwa 100 m unter die Roßstein-Almen hinaufreicht. Diese ausgedehnten Trümmernmassen zwischen Roß-Buchstein und Mühlried-Eck brachen aus mehreren Ursprungsgebieten nieder und sind dann miteinander verwachsen. Die wesentlichsten Ausbruchsstellen lagen zwischen Roß- und Buchstein, sowie NW. vom Roß-Stein und außerdem in der Furche S. vom Mühlried-Eck. Der Schuttstrom verläuft hier nicht im Streichen der Schichten, sondern durchquert die aus Lias, Ober-Jura und Cenoman aufgebaute Mulde im Norden der am Südflügel derselben aufragenden Rhät-Kalke des Roß- und Buchsteins. Der gesamte östliche Rand wird aus Lias-Gesteinen, der Westrand aus Lias und Oberem Jura gebildet, während im Süden die Rhät-Kalke darunter hervortauschen. Ihrem Ursprung entsprechend bestehen daher die aufgehäuften Gesteinsmassen aus harten Rhät-Kalken, Lias, Ober-Jura und Cenoman. Der südlichste oberste Teil, der zwischen den Gipfeln des Roß-Steins und des Buch-Steins herausgebrochen ist und noch viel frisches grobes Blockmaterial aus Rhät-Kalk enthält, besitzt bis zur 1300 m Höhenlinie einen ziemlich steilen Böschungswinkel. Ebenso der obere, im Liegenden der ausstreichenden Oberjura-Gesteine sich ausbreitende Schuttmantel. Während unterhalb der 1300 m Höhenlinie, bis in den Schwarzen-Bach hinunter, sich starkes Verflachen der Oberfläche einstellt. Am unteren Rande der Schuttrinne liegt der durch seine schöne Fächergestalt ausgezeichnete Schwemmkegel an der Schwarzentenn-Alm, dessen Aufschüttungsform die Wirkung vom Wasser, das im hinteren Rumpel-Graben austrat, erkennen läßt. Der Wasserlauf wird durch seine eigenen Schuttmassen, die sich 80 m über der Talsohle des Schwarzen-Baches erheben, nach Süden abgelenkt. Von Wichtigkeit ist der im hinteren Rumpel-Graben erhaltene Moränenrest, der anzeigt, daß schon vor der letzten Vereisung eine Hohlform vorhanden war, die vom Würmeis und später von Lockerprodukten ausgefüllt wurde.

Am Ostrande des obersten Schwarzen-Baches und des Oberlaufes vom Söll-Bach ist die Schutthöhe sehr wechselnd und z. T. durch die Gesteinsbeschaffenheit bedingt. Nördlich vom Mühlried-Eck reicht im

Schwarzlahner die Bildung der Trümmernmassen bis 1340 m am Gehänge empor. Der Rhätkalk-Zug vom Gurn-Bach zieht dagegen fast bis in die Talsohle hinunter. Nördlich davon läßt sich der Schuttmantel am Ostrand der Lias-Mulde des Zwiesel-Eck bis auf 1180 m verfolgen und dann stellen sich die mächtigen, niedergebroschenen Massen am Ostrande des Plattenkalk-Hauptdolomit-Massivs vom Kampen ein, die ihr Gegenstück am Hirschberg-Westrand finden. Infolge starker glazialer Unterschneidung, die in den felsigen Gesteinen ausgiebiger wirkte, entstand eine Versteilung des Gehanges. Nach dem Abschmelzen des Eises wurde das Gleichgewicht der durch das Eis gestützten Massen gelöst, dieselben sanken in die Tiefe und bildeten den Schuttfuß an den Bergflanken.

Die Schuttüberstreuung im Gebiete der Ampertal-alm verhüllt den Boden einer flachen Talwanne, die sich am Ostabhang des Schön-Berges vom Rhätkalk-Zug am Nordrand desselben von 1530 m Höhe durch die Muldensichten von Lias, Ober-Jura und Cenoman hinunterzieht bis auf 1320 m. Das Lockermaterial ist hauptsächlich von dem nördlichen Rhätkalk-Zug niedergebroschen, aber auch von den steilen Lias-Hängen am Ostrand des Schön-Berges, an dem Haldenteile unbewachsen sind und sich noch weiter ergänzen. Die flache Hohlform deutet auf die Umformung eines ehemaligen Bacheinschnittes durch örtliches Firneis hin, nach dessen Abschmelzen die aufgelockerten Massen von den steilen Hängen abbröckelten, in den Taltrog hineinstürzten und den Boden desselben mit einer Trümmerschicht überdeckten.

In der Talmulde der Mühlthal-alm, zwischen den Hauptdolomit-Plattenkalk-Massen des Auer-Kampen und dem schmalen Rhätkalk-Zug des Mühlthal-Ecks, finden sich ebenfalls hochgelegene Schuttüberdeckungen, die von 1420 m N. vom Brand-Kopf bis auf 1300 m am Zwiesel-Eck hinunterreichen und im wesentlichen von den südlichen Steilwänden des Auer- und Spitzkampen niedergegangen sind. Die erste Anlage der Eintiefung ist durch die weiche Beschaffenheit der hier durchstreichenden, zwischen Plattenkalk und Rhät-Kalk eingeschalteten, Kössener Schichten bedingt, während die spätere Ausweitung auf die Wirkung eines lokalen Ferners zurückzuführen ist, dessen Abschmelzen das Niederbrechen der aufgelockerten Gesteine im Gefolge hatte. Östlich der flachen Schuttwanne unterhalb der 1300 m Höhenlinie fällt das Gehänge steil zum Söll-Bach ab.

Sehr auffallend ist das große Schuttfeld, das die gesamte Westseite des Kampen-Massivs begleitet und von den Rhät-Schichten des Walpesried-Berges in einer Höhe von 1460 m über den Stichel-Berg bis zum Hirsch-Graben herunterreicht und hier bei 1010 m die Isar-Moränen überdeckt. Infolge von Vermurungen, die in jüngster Zeit entstanden sind, durchbrechen die Schuttmassen die Moränen und dringen bis an die Hirschbach-Straße vor. Die Bildung dieser ausgebreiteten Trümmernmassen dürfte im engsten Zusammenhang stehen mit

dem Aufreißen der großen Querstörung, die am SO.-Rand vom Grasleiten-Kopf entlangzieht und an welcher der östliche Gebirgs-Abschnitt nach NO. vorgeschoben wurde. Hierdurch geriet der Hauptdolomit des Kampen mit Lias-Schichten in Berührung, die leicht der Erosion anheimfielen, so daß an der Westseite des Kampen eine Steilwand entstand, an der durch Abwitterung der Schutt abbröckelte und dadurch der Rand vom anstehenden Hauptdolomit mehr und mehr nach Osten rückte.

Außer den beiden hochgelegenen Schuttanhäufungen in den Glazialwannen an der Ampertal-Alm und der Mühlal-alm und dem Schuttfeld zwischen Kampen und Grasleiten-Kopf füllen die ausgedehnten Trümmersmassen im Gebiet des Buchersulz-Grabens, des Alm-Baches und der Rumpel-Gräben weite Talmulden aus, welche in die Haupttäler einmünden, und für deren Aushöhlung ziemlich erhebliche Wassermengen anzunehmen sind, die sich von den Haupttälern aus rückschreitend in das seitliche Gehänge einschnitten. Die jetzigen, im Schutt eingegrabenen Bäche bilden nur ganz geringe Überreste von den Gewässern, welche die Täler ausfurchten. Diese äußerst stark gesteigerte Erosionswirkung hat sich zu einer Zeit abgespielt, als das Gebiet vom Eise völlig befreit war. Zum mindesten fällt diese weitgehende ausräumende Tätigkeit des Wassers vor den Eintritt der letzten Vergletscherung. Vielleicht kann dieselbe an das Ende der Riß-Würm-Interglazialzeit verlegt werden oder auch schon in eine frühere diluviale Erosionsphase.

In demselben Zeitabschnitt wurde auch der praeglaziale Talboden zwischen Hohenwiesner Berg und dem Riegel von Hohenburg durch die vom Isar-Tal aus gegen das Gehänge rückschreitende Erosion bis auf einige Härtlinge zerstört und so die Nische von Winkel—Fleck ausgeräumt, in der das Würm-Eis nach dem Abschmelzen die mächtigen Moränenablagerungen hinterließ, an deren Westrand sich später die postglazialen Talschotter anlagerten.

Die in den Talmulden vorhandenen Schuttmassen lassen an ihren Oberflächenformen und an ihrer schichtungslosen Struktur erkennen, daß bei ihrer Anhäufung das fließende und transportierende Wasser unbeteiligt war. Vielleicht findet sich eher eine Erklärung für die Entstehung dieser Lockerprodukte, wenn man die Wirkung des erodierenden und abschmelzenden Eises in Betracht zieht.

Als zur Zeit der maximalen Würm-Vergletscherung die Ferneisdecke das Oberflächenrelief verhüllte, waren alle vorher schon bestehenden Hohlformen mit Eis ausgefüllt. In den Talwannen schob sich dasselbe auch vermutlich noch über die eigentliche Eisoberfläche hinauf.

Die Bewegung dieser Eismassen hat formverändernd auf die Taltröge eingewirkt. Dieselben wurden, ebenso wie die Haupttäler, noch tiefer ausgefurcht und die seitlichen Wände versteilt und untergraben. Das Abschmelzen vom Ferneis ging nicht in allen Teilen des Gebietes gleichförmig vor sich, sondern die Eisausfüllungen der Tal-

tröge blieben noch lange als totes, unbewegliches Eis erhalten, als das zentralalpine Isar- und Achen-Eis die großen Talfurchen bereits verlassen hatte und auch die postglazialen Talschotter, sowie die mit diesen gleichzeitig gebildeten Schuttkegel vor den Tälern schon aufgeschüttet waren. Nach dem Schwinden dieser stützenden, von abgebröckelten Trümmern überdeckten Toteiskörper, brachen die durch die Verwitterung aufgelockerten und durch die Eisbewegung unterhöhlten Talwandungen in die ehemals vom Eis eingenommenen Hohlformen nieder. Gleichzeitig mit den Ferneisrelikten der in die Haupttäler einmündenden Taltröge verschwanden auch die Ansammlungen vom Lokaleis, die ebenfalls den Rückzug vom Ferneis lange überdauert haben. An der Ampertal-Alm und der Mühlal-alm war das Abschmelzen mit Schuttbildung verknüpft, in den Firnwannen am Seekar-Kreuz und an der Bucher-Alm fehlt die Ausfüllung mit Lockerprodukten.

Die Aufschotterung der postglazialen Talterrassen im Isar-Tal und Weißbach-Tal begann erst, als die Haupttäler der Kalkalpen und auch die ganze Längstalfurche des Inns schon frei geworden war vom zentralalpinen Eis, also erst nach dem Bühl-Stadium, jedoch zu einer Zeit, als die kurzen Ferner des Gschnitz-Stadiums in den höheren Abschnitten des Gebirges noch bestanden. In dieselbe spätdiluviale Aufschüttungszeit fällt auch die Schuttkegelbildung vor den breiten Seitentälern. Die Aufhäufung der Trümmermassen in den Hohlformen des Hochgebirges wurde dagegen zunächst durch das längere Fortbestehen der Rückstände vom Fern- und Lokaleis gehindert und erfolgte erst nach dem verzögerten Abschmelzen derselben. Dieser Vorgang ist daher in eine noch spätere postglaziale Zeit zu verlegen. Die Entstehung vom Schuttfuß an den unterschrittenen Haupttalflanken setzte nach dem Rückzug der großen Eisströme ein, dauert jedoch bis in die Gegenwart fort.

Die Anhäufung der Schuttmassen im Hochgebirge gehört demnach zu den letztvergangenen Formbildungsvorgängen, also in die jüngste Entwicklungsgeschichte des Landschaftsbildes, in der, durch das Schwinden der Eisrelikte bedingt, eine Verhüllung ehemals vorhandener Talformen eintrat. Ein letzter Eisrückstand ist im Röhrel-Moos anzunehmen, der die Ausfüllung des flachen Beckens mit Schutt verhinderte. Ebenso blieb an der Stuben-Alm auf der Achen-Paßhöhe in den Moränen ein Eisklotz erhalten, nach dessen Abschmelzen die Beckenhohlform entstand.

Tektonik.

1. Das Hauptdolomit-Plattenkalkgebiet im Süden.

Der südlichste tektonische Abschnitt des Roßstein-Gebietes wird von einem breiten Hauptdolomit-Streifen eingenommen, den im Norden und Süden die Plattenkalk normal überlagern.

In den mächtigen und einförmigen Hauptdolomit-Massen treten die tektonischen Strukturformen nicht so klar in Erscheinung wie in Gebieten mit schnellem Schichtwechsel. Die auf weite Strecken ganz fehlenden oder sehr unvollkommenen Aufschlüsse verhindern auch vielfach die Wahrnehmung tektonischer Einzelheiten. Soweit jedoch Fallwinkel beobachtet werden konnten, läßt der Hauptdolomit eine einfache, breite, sattelförmige Lagerung erkennen, so daß sich dieser Gebirgsabschnitt den sonstigen Beobachtungen in der südlich vom Muldengebiet durchziehenden Hauptdolomit-Zone eingefügt.

Nördlich der Weißbach, zwischen Schliff-Bach und Schwarzen-Bach, ist der unter die Plattenkalke des Sonn-Berges und der Sonnberg-Schneid untertauchende Nordflügel des Hauptdolomit-Sattels sehr schön aufgeschlossen. Das Streichen der Schichten ist, abgesehen von geringen Abweichungen, stets ostwestlich gerichtet und die Beträge der zahlreichen gemessenen Fallwinkel schwanken zwischen 30° und 75° . Auch S. von der Weißbach, im unteren Alberts-Bach und im Urber-Graben, wurden noch überall nördliche Fallwinkel von 45° beobachtet und ebenso auch bei der Königs-Alm. Der nördliche Sattelflügel, in den sich das Längstal der Weißbach eingegraben hat, besitzt also eine erhebliche Breite von etwa 2,7 km. Erst im obersten Alberts-Bach an der Kirch-Wand und N. von der Bodigberg-Alm zeigten sich sehr steil mit 80° — 85° südlich gerichtete Fallwinkel. Da die Südabhänge vom Platten-Eck bereits von südlich fallendem Plattenkalk gebildet werden, der den Südflügel vom Hauptdolomit-Sattel überlagert (AMPFERER, 1912; v. WOLF, 1926), bleibt für den letzteren nur eine Breite von etwa 1,7 km übrig. Auch im östlich anschließenden Gebiet bildet die Hauptdolomit-Zone einen ähnlichen, einheitlich angelegten Sattel, ohne wesentliche Spezialfalten, dessen First im südlichen Drittel liegt und dessen südlicher Schenkel stärker geneigt ist als der nördliche (OSSWALD, 1924, S. 141).

Südliche Neigungswinkel mit 75° finden sich auch weiter westlich am Bodig-Berg. Erst am Nordfuß desselben beginnt steiles nördliches Fallen mit 75° , das sich N. von der Weißbach, im Westen von der Einmündung des Schliff-Baches, auf 45° verflacht. Der Sattelfirst biegt also etwas nach Norden vor und die Breite des nördlichen Sattelflügels beträgt nur noch 1,7 km.

Sehr gut ist die einfache gewölbeförmige Lagerung vom Hauptdolomit auch an den Fallwinkeln im Gebiet des Reit-Baches wahrzunehmen. Der am linken Hang desselben entlangführende Weg zeigt etwa von der 1000 m Höhenlinie gegen Süden zu nur südlich mit 75° — 85° geneigte oder ganz senkrecht stehende Schichten. Auch im Großreit-Bach läßt sich dieses steile südliche Fallen bis zur Klause weiter verfolgen, während im untersten Reit-Bach unterhalb vom Futterstadel bei Punkt 897 und auch in dem an der Straße unter dem Diluvium hervortauchenden Hauptdolomit nördliche Einfallswinkel zu beobachten sind.

Diese Fallrichtung setzt sich N. von der Weißbach im unteren Imbhäusel-Graben und auch am Wege von Glashütte zum Punkt 1096 fort. Zwischen der Klause und der Plattenkalk-Grenze stellen sich im Imbhäusel-Graben lediglich einige Spezialfalten ein. Die Sattelkuppe liegt also S. von der Zahl 897 und N. vom ersten Knie des Reit-Baches. Die Breite vom nördlichen Sattelflügel beträgt etwa 1,2 km.

Weniger deutlich ist die einheitliche Gewölbebildung im Hauptdolomit W. vom Achen-Paß an den Fallzeichen zu erkennen. Die wechselnden Fallwinkel am Wege von der Stuben-Alm zur Hoch-Alpe, N. vom Stuben-Eck, und auch diejenigen N. von der Groß-Weißbach deuten auf Lokalfaltung hin. Südlich vom Plattenkalk der Hoch-Alpe, zwischen Brunstlahner-Kopf und der Mitter-Hütte, zeigen sich steile südliche Fallwinkel von 80° — 85° . Bei der Diensthütte sogar 50° südliche Neigung. Der nördliche Sattelflügel ist also hier nach Norden überkippt. Die senkrecht stehenden Schichten bei der Höllel-Alm gehören vermutlich auch noch zum nördlichen Sattelflügel. Schon S. vom Kartenblatt, an dem Wege, der $\frac{1}{2}$ km unterhalb der Kaiser-Wacht nach Fall hinüberführt, ist der Hauptdolomit überall mit steiler südlicher Neigung von 75° und ebenso auch N. von der Kaiser-Wacht im Pitten-Bach aufgeschlossen. Diese Schichten, welche ihre Fortsetzung im Westen am steil südlich einfallenden Hauptdolomit des Sylven-Steins finden, entsprechen dem südlichen Sattelflügel O. vom Achen-Paß.

Der Plattenkalkzug, welcher den Nordflügel vom Hauptdolomit-Sattel überlagert und zugleich den Südflügel vom Muldengebiet bildet, besitzt eine eigenartige Form, da seine Breite von Osten gegen Westen ganz wesentlich zunimmt.

Im östlichen Drittel zwischen Schwarzen-Bach und Schliff-Bach schwillt die Breite nur in geringem Maße, von 400 bis auf 600 m, an. Im Schwarzen-Bach, am Friedlberg-Kopf, an der Sonnberg-Schneid und am Sonn-Berg herrscht in den Plattenkalken stets gleichförmiges, steiles, nördliches Einfallen mit 75° . Lediglich im Gebiet der oberen Sonnberg-Alm sind die Plattenkalke steil südlich mit 75 — 85° geneigt und ebenso auch die im Norden angrenzenden Kössener Schichten. Erst am Roß-Stein stellen sich wieder nördliche Fallwinkel ein. Hierdurch entsteht in der Grenzregion von Plattenkalk und Kössenern ein schmaler nach Süden schwach überkippter Spezialsattel. Kleinfaltung zeigt sich in den Kössenern an der Höhe 1572.

Am Ostabhang vom Saurüssel-Kopf ist die Südgrenze vom Plattenkalk am Saurüssel-Eck etwa 500 m N. der Weißbach zu suchen, während der tiefere Talhang des Schliff-Baches und der gegenüberliegende Talabschnitt vom Hauptdolomit aufgebaut werden. Erst N. der verfallenen Holzstube beginnen die Plattenkalke. Das Streichen ist jedoch überall ostwestlich gerichtet, so daß sich die Lagerungsverhältnisse nur durch eine im Bereich des Schliff-Baches verlaufende Querstörung deuten

lassen. Diese ist von großer Wichtigkeit, da die Plattenkalk-Zone im Westen derselben gegenüber dem östlich angrenzenden Gebirgsteil um die doppelte Breite anwächst.

Obgleich zwischen Schliff-Bach und Isar die Nordgrenze der Plattenkalkzone ziemlich ostwestlich verläuft, weicht die Südgrenze mehr und mehr nach Süden zurück. Dadurch erreicht die Plattenkalk-Zone im Gebiet des Roß-Kopfes und der Hoch-Alpe eine Breite von 2,1 km.

Einige Querstörungen von 150 und 500 m Ausmaß versetzen im Süden vom Breiten-Kopf und O. von der Hoch-Alpe die südliche Plattenkalk-Grenze mehr und mehr nach Süden. Von der wesentlichsten Bedeutung ist jedoch, daß die Einfallswinkel der Schichten Spezialfaltungen erkennen lassen, welche die Verbreiterung der Plattenkalk-Zone erklären.

Am Hohenwiesner Berg N. vom Roß-Kopf und Breiten-Kopf, zeigen sich überall mit 75° – 80° nördlich geneigte, stellenweise auch senkrecht stehende Schichten, während an dem vom Sattel zwischen Roß-Kopf und Breiten-Kopf nach Südwesten führenden Wege steil mit 75° – 85° gegen Süden gerichtete Fallwinkel und nahe der Grenze gegen den Hauptdolomit auch flachere südliche Neigungen mit 45° festgestellt wurden. Aus diesen Fallrichtungen ergibt sich eine steile gewölbeförmige Umbiegung und der Gebirgskamm des Roß- und Breiten-Kopfes, der zwar eine ostnordöstliche Richtung besitzt, während das Streichen der Schichten ostwestlich verläuft, fällt mit der Sattelumiegung zusammen. Dieselbe domartige Lagerung läßt sich in den Plattenkalk-Schichten auch weiter gegen Westen aus den Fallzeichen an dem Wege erkennen, der von der Hoch-Alpe nach Norden in das Isar-Tal hinunterführt. Der Sattelfirst, der hier im Landschaftsbild nicht ausgeprägt ist, liegt zwischen den Höhenlinien 1200 m und 1300 m, da die Schichten oberhalb der 1300 m-Höhenlinie, bis zu den Almwiesen hinauf, steil mit 75° südlich geneigt sind, während unterhalb 1200 m ebenso steile nördliche Einfallswinkel oder auch senkrechte Schichtstellungen beobachtet wurden. Die östliche Fortsetzung dieses Sattels wäre am Saurüssel-Kopf zu erwarten. Im oberen Imbhäusel-Graben sind jedoch die Fallwinkel mit 45° – 75° nach Norden gerichtet oder die Schichten stehen senkrecht. Nördliche Fallrichtung, zumeist flach mit 45° , zeigt sich auch am gesamten südlichen und östlichen Teil des Saurüssel-Kopfes. Falls sich die sattelförmige Lagerung vom Roß—Breiten-Kopf nach dem Saurüssel-Kopf fortsetzt, müßte der Sattel nach Süden überkippt sein. Die Plattenkalkzone würden dann am Saurüssel-Kopf durch die Zusammenfaltung doppelt liegen und dadurch das Anwachsen der Mächtigkeit auf 1200 m gegenüber den einfach gelagerten nur 600 m breiten Plattenkalk-Schichten an der linken Seite des Schliff-Baches seine Erklärung finden. Im Westen der Schliffbach-Störung erfolgte steile sattelförmige Zusammenpressung, im Osten blieb die einfache Lagerung erhalten. Die

Mächtigkeit der Plattenkalke beträgt daher W. vom Schlift-Bach, ebenso wie im Osten desselben, 550 m. Aufreißen der Spalte und Faltenbildung stehen also im engsten Zusammenhang und sind gleichzeitig und durch denselben tangentialen Druck entstanden.

Ebenso wie nach Osten kann die Fortsetzung der Aufwölbung des Roß-Breiten-Kopfes nach Westen in den stets mit 75° nördlich einfallenden Plattenkalk-Schichten gesucht werden, die an der linken Isar-Tal-seite austreichen. Auch hier müßte, gerade wie am Saurüssel-Kopf, in der wieder etwas verschmälerten Plattenkalk-Zone ein steiler nach Süden überkippter Sattel angenommen werden.

Ein weiterer, südlicherer Sattel zeigt sich in den Plattenkalken der Hoch-Alpe, da die Fallwinkel am Nordrand der Hochfläche mit 75° nördlich, am Südrand dagegen nach Süden gerichtet sind. Die Erhebung der Hoch-Alpe bildet also auch ein Gewölbe, an das sich im Süden unmittelbar eine Mulde anschließt, dessen mit 80° — 85° nördlich einfallender Südschenkel im linken, von der Hoch-Alpe kommenden, Quellbach der Groß-Weißbach aufgeschlossen ist. Auch diese Faltenbildung steht im ursächlichen Zusammenhang mit dem Aufreißen der Spalte im Osten der Hoch-Alpe.

An den wechselnden Fallzeichen in den Plattenkalken des oberen Klaffen-Baches, nahe an der Grenze gegen die Kössener Schichten, wird eine weitere Lokalfaltung wahrnehmbar, die offenbar die streichende Fortsetzung derjenigen von der Sonnberg-Alm bildet. Eine muldenförmige Umbiegung ist in den dickbankigen Kalken im Bachbett bei der Höhenlinie 940 aufgeschlossen.

2. Das Muldengebiet und sein Nordrand.

Viel klarer ist der Faltenbau in dem nördlich anschließenden Muldengebiet zu erkennen, da hier mehrere Schichtstufen mit schroffen petrographischen Unterschieden vorhanden sind, wodurch sich Mulden und Sättel sicherer nachweisen lassen und besser hervortreten als in der einförmigen Hauptdolomit—Plattenkalk-Zone.

Das im Norden und Süden von Hauptdolomit—Plattenkalk-Aufwölbungen begrenzte Großmuldengebiet gliedert sich vornehmlich in eine nördliche und eine südliche breite Mulde, deren Flanken der oberrhätische Riffkalk aufbaut und deren innere Teile zumeist von mächtigen Lias-Schichten, bei größerem Muldentiefgang auch von Oberem Jura und Cenoman ausgefüllt werden. Durch die emporragenden oberrhätischen Riffbildungen heben sich die Umrahmungen der Mulden zumeist schon auf der topographischen Karte an den Felszeichnungen heraus.

Der westliche Abschnitt der südlichen Mulde umfaßt im wesentlichen das Gebiet des Schön-Berges. Am Westfuß des-

selben liegt die Oberkante der Rhät-Kalke auf 910 m und erhebt sich gegen Osten N. vom Gipfel bis auf 1580 m. Am Südfuß des Berges steigt dieselbe von Punkt 880,0 m über Gufel-Kopf und Gufel-Wand zum Hochwand-Graben nur bis auf 1190 m. Der südliche Muldenflügel liegt also 400 m tiefer als der nördliche. Der breite Lias-Kern der Mulde baut daher im wesentlichen die Gipfelbereiche und die ganze Südseite vom Schön-Berg auf. Hierdurch erhält der Berg seine eigenartige Gestalt, da die harten Rhät-Kalke die steile Nordseite und die weichen Lias-Schichten die flacheren Südabhänge bedingen. Den westlichen Rand vom Schön-Berg säumen die Rhät-Kalke ein und die Lias-Ausfüllung der Mulde findet dadurch im Westen ihren Abschluß. Unter dem Diluvium taucht O. von Winkel ein 900 m langer Rhät-Kalkzug auf mit 85° nördlich geneigten oder senkrecht gestellten Schichten, der die Fortsetzung vom nördlichen Muldenflügel bildet, während SO. von Klaffenbach zwei kleinere Rhät-Vorkommen zum südlichen Flügel der gegen Westen geneigten Mulde gehören.

Die Rhät-Kalke und auch die überlagernden Lias-Schichten zeigen am Südrand der Mulde steiles nördliches Fallen mit 75° . Dasselbe steile nordwärts gerichtete Einfallen lassen auch die dickbankigen Rhät-Kalke an der Nordseite vom Schön-Berg und ebenso auch der angrenzende Lias erkennen. Der Nordflügel der Mulde liegt also nach Süden überkippt. Sehr günstig ist der überkippte Nordflügel auch am steilen Nordostabfall des Schön-Berges in den mit 75° nach Norden einschließenden Fleckenkalken und Mergeln aufgeschlossen.

Während der Südflügel der südlichen Mulde fast ununterbrochen, abgesehen von ganz geringen Verschiebungen, vom Südabhang des Schön-Berges zum Roß- und Buch-Stein durchstreicht und sich hier bis zu einer Höhe von 1698 m erhebt, tritt der Nordflügel an mehreren Querstörungen kräftig nach Norden vor.

Östlich der westlichsten Querstörung liegt der Rhät-Kalkzug, der sich vom Nordabhang des Schön-Berges bis zum Punkt 1435 m (Maria-Eck) ohne Unterbrechung verfolgen ließ, um 400 m weiter nördlich, so daß O. vom Zinner-Bach die Kössener Schichten an Rhät-Kalk und Lias stoßen. Westlich vom Punkt 1435 m stellt sich in den Rhät-Kalken vorübergehend wagrechte, durch örtliche Sattelbildung hervorgerufene, Lagerung ein.

Eine weitere Querstörung, die mit der ersten zusammenfließt, durchschneidet das Plattel und läßt auch eine Versetzung der östlich angrenzenden Schichten um 50 m nach Norden erkennen. Eine dritte gleichsinnige, mit derselben Sprungweite, schließt sich im Osten an, so daß der Muldenordflügel etwa um 500 m nördlicher liegt als wie am Schön-Berg. Im Zusammenhang mit dieser Erweiterung der Mulde steht auch der größere Tiefgang derselben, und dadurch erklärt es sich, daß der Muldenkern nicht wie im Westen vom Lias, sondern von einem

schmalen, aus Oberem Jura und Cenoman bestehenden Streifen eingenommen wird, dessen Breite etwa der Verbreiterung der Mulde entspricht.

Östlich von den Roßstein-Almen gehen die Oberjura-Cenoman-Schichten des Muldenkernes frei in die Luft aus, während das westliche Ende derselben S. von der Ampertal-Alm von Schutt verhüllt wird. Im Südosten der Schönberg-Alm findet sich jedoch eine aus Oberem Jura und Cenoman bestehende Scholle, deren Schichten fast nordsüdlich streichen. Diese bilden die nach Süden abgebogene Fortsetzung vom Muldenkern und werden im Westen gegen den Lias des Schön-Berges durch einen Quersprung begrenzt, welcher als die Verlängerung des westlichsten zwischen Plattel und Maria-Eck durchziehenden anzusehen ist. Der Muldenkern aus Cenoman und Oberem Jura wird also im Westen durch diese Störung abgeschnitten, die auch den südlichen Rhät-Kalkzug zu beiden Seiten des Hochwand-Grabens um einen geringen Betrag verschiebt.

Die nordsüdlich verlaufenden Störungen erweisen sich, ebenso wie im südlichen Hauptdolomit-Plattenkalk-Bereich, auch hier als Blattverschiebungen, die durch denselben tangentialen Schub wie der Faltenwurf und damit gleichzeitig entstanden. Die faltende Kraft wirkte jedoch zu beiden Seiten der Störungen verschiedenartig. Im Westen, am Schön-Berg, wurde engere Zusammenpressung und stärkere Überkipfung hervorgerufen, im Osten ist die Mulde weiter gespannt und besitzt einen größeren Tiefgang.

Der südliche Flügel zeigt in dem mittleren Abschnitt der Mulde, gerade wie am Schön-Berg, ziemlich regelmäßigen Bau. Im Graben, der von der Ampertal-Alm herunterzieht, ist der Lias, der den Rhät-Kalk überlagert mit 20° — 30° Nordfallen aufgeschlossen. Im unteren Tränk-Graben beobachtet man im Rhät örtliche Sattelbildung und steiles nördliches Fallen, während der Lias in mehrere Spezialfalten gelegt ist. Weiter östlich sind Rhät und Lias mit 75° nördlich geneigt und an der Gabelung vom Tränk-Graben fällt der Obere Jura mit 45° nach Norden unter das Cenoman ein. Am Roß-Stein zeigen die Rhät-Kalke nördliche Einfallswinkel von 60° . Am Kamm N. vom Roß-Stein konnten im Lias und im Oberen Jura etwas flachere Fallwinkel mit 50° nach derselben Richtung festgestellt werden. Im rechten Quellbach des Tränk-Grabens bildet oberhalb vom Cenoman der Obere Jura eine kleine Stufe mit 85° Nordfallen. Dasselbe nördliche Fallen mit 70° wurde im Lias des Plattel gemessen und der gleiche Fallwinkel kehrt auch neben senkrechter Schichtstellung im Lias der Hoch-Platte wieder. Nördlich davon zeigen die Rhät-Kalke am Schwarz-Eck ebenfalls nördliches Fallen mit 85° . Der Nordflügel der Mulde liegt also entsprechend den Verhältnissen am Schön-Berg nach Süden überkippt. Im Norden der Roßstein-Almen, am Südrhang der Hoch-Platte, sind die Oberjura-Schichten des Nordflügels steil gestellt, und an dieselben lehnen sich ebenso steil die

tieferen Cenoman-Bildungen, während im Inneren der Mulde die letzteren ganz flach liegen.

Der östlichste Abschnitt der südlichen Mulde ist durch breite Schuttmassen von dem mittleren Teil derselben abgetrennt. Auch die östliche Fortsetzung der Rhät-Kalke des Buch-Steins ist im oberen Buchersulz-Graben von Schutt verhüllt. Etwa in der Mitte zwischen Buch-Stein und der Dienst-Hütte beim Punkt 1223 m erscheinen dieselben, an einer Querstörung nach Norden verschoben, wieder und erreichen an einem weiteren, O. von der Dienst-Hütte verlaufenden Sprung, noch mehr nach Norden gerückt, den Schwarzen-Bach. Der Südflügel der Mulde zeigt in den Lias-Schichten, die den Kamm aufbauen, der von der Bucher-Alm zum Buch-Stein führt, nördliches Einfallen. Da die Lias-Bänke ostwestlich streichen, ist zwischen ihnen und den Rhät-Kalken des Buch-Steins eine von Schutt überdeckte Querstörung anzunehmen, an der die Rhät-Kalke nach Norden vorbewegt sind. Im Nordflügel der Mulde zeigt sich zwischen der Schwarzentenn- und der Bucher-Alm, sowie im hinteren Rumpel-Graben in den Lias-Schichten wechselndes Nord- und Südfallen. Nördlich der Bucheralm-Wiesen ist am Wege ein Gewölbe im Lias freigelegt mit steilem Süd- und flachem Nord-schenkel. Die weichen, leicht faltbaren, Lias-Bildungen lassen also trotz der einfachen muldenförmigen Lagerung zahlreiche Spezialfalten erkennen.

Ein breiter Streifen aus Kössener Schichten, der zwischen den Oberrhät-Kalken vom Südflügel der nördlichen Teilmulde und denjenigen vom Nordflügel der südlichen Teilmulde durchzieht, bildet den Kern des sattelförmigen Aufbruches, der die beiden Mulden trennt. Der ganze westliche Abschnitt desselben ist im oberen Alm-Bach von Schutt verhüllt. Unterhalb vom Gatterl beim Punkt 1468 m fallen die schwarzen Kössener Mergel des Südflügels mit 45° nach Norden und ebenso zeigt sich nördliches Fallen im Südosten vom Gatterl. Auch am Nordflügel des Sattels wurde S. vom Punkt 1563 m nördliche Neigung in den Kössenern beobachtet. Der Sattel liegt also auch nach Süden überkippt.

Zu beiden Seiten vom Kalten Brunnen unterhalb der Redeben-Alm treten die Sattelschenkel aus Oberrhät-Kalk ziemlich eng zusammen. Der vereinzelte Ausbiß von dunklen Kalken unterhalb vom Kalten-Brunnen gehört zu den Kössener Schichten des bereits stark verschmälerten Sattelkernes. In den Oberrhät-Kalken des Schmicker-Steins und in einem Vorkommen NO. von Winkel heben sich aus der Überdeckung Teile des nördlichen Sattelflügels hervor, die bereits ganz nahe an den vom Nordabhang des Schön-Berges herunterstreichenden Oberrhät-Kalkzug O. von Winkel grenzen. Für die Kössener Schichten bleibt hier zwischen beiden Sattelflügeln kein Raum mehr. Dieselben sind be-

reits untergetaucht. Die Sattelachse ist also kräftig gegen das Isar-Tal zu geneigt.

Der Zinner-Bach durchfurcht die Kössener Schichten des Sattelkerns in einer Breite von 700 m, während dieselbe weiter im Osten, jenseits der Blattverschiebungen, im Gebiet vom oberen Gurn-Bach und im Gebiet der Hoch-Böden infolge stärkerer Zusammenpressung auf 400 bis 500 m vermindert wird.

Die Querstörungen zerschneiden auch die Oberrhät-Kalke vom Südflügel der nördlichen Mulde. Westlich vom Loch-Stein wird der Kalkzug um 100 m und östlich um weitere 200 m nach Norden verschoben. Da die Störungen am Nordrande der Mulde zu beiden Seiten des Mühlthal-Eck nur geringe Sprungweiten besitzen, erfährt der Lias-Kern der nördlichen Mulde am Zwiesel-Eck eine Verschmälerung auf 700 m gegenüber der Breite von 900 m am Seekar-Kreuz, während in der südlichen Mulde umgekehrt der östliche Abschnitt gegenüber dem westlichen sich erheblich erweitert.

Auch im westlichen Abschnitt der nördlichen Mulde fehlt es nicht an Blattverschiebungen. An einer nordsüdlichen, die westlich vom Seekar-Kreuz durchzieht, entsteht in den Oberrhät-Kalken des südlichen Muldenflügels eine merkwürdige Verdickung. Östlich derselben, beim Punkt 1563 m, beträgt die Breite nur 200 m und wächst im westlich angrenzenden Abschnitt auf 500 m an. Ein weiteres nordnordöstlich gerichtetes Blatt verschiebt die Nordgrenze der Oberrhät-Kalke um 250 m südlich bis zur Alpel-Wand. Am Südrand vom nördlichen Muldenflügel vergrößert sich die Sprungweite noch um 150 m.

Eine Transversalstörung von viel erheblicherem Ausmaß dringt nun mit Nordost- bis Ostnordostrichtung von Westen her in das Gebiet ein. Dieselbe verläuft zwischen Grasleiten-Kopf und Mark-Wand. Hauptdolomit und Plattenkalk der Gras-Leite werden an derselben bis zum Kampen um etwa 1,4 km nach Nordosten vorgeschoben und dadurch wird die gesamte nördliche Mulde im Westen abgeschnitten, so daß der Lias-Kern und der Rhät-Nordflügel unmittelbar mit Hauptdolomit und Plattenkalk in Berührung geraten.

Der östliche Steilabfall des Grasleiten-Kopfes ist durch diese Störung bedingt, die infolgedessen auch landschaftlich sehr eindrucksvoll in Erscheinung tritt. Gegen das Isar-Tal ist ihre Verlängerung zwischen dem Oberrhät-Kalk vom Schmicker-Stein und den Kössenern O. von Hellerschwang durchzuziehen. Die im Hirsch-Graben und S. vom Mark-Graben den Hauptdolomit der Gras-Leite und des Grasleiten-Kopfes begrenzende Störungsfläche wird zwar durch die Blattverschiebung am Grasleiten-Kopf bis zum Nordrand des Kampen vorgestaffelt, aber ein Eindringen in die kalkalpine Vorzone findet nicht statt. Nur insofern macht sich ein Einfluß geltend, da die Vorzone N. vom Kampen stärker zusammengedrückt ist als im westlichen Abschnitt.

Die Transversalstörung am Grasleiten-Kopf gehört zu dem System von Diagonalsprüngen, die besonders vom Kessel-Berg und aus dem Tölzer Flysch bekannt geworden sind und die auch noch in das Gebiet westlich der Loisach durch die Neuaufnahmen verfolgt werden konnten (KOCKEL, 1931, S. 185). Ebenso wie bei diesen Blattverschiebungen wurde am Grasleiten-Kopf der östliche Flügel nach Norden vorbewegt.

Im Zusammenhang mit den vorher geschilderten Blattverschiebungen des Roßstein-Gebietes zeigt es sich, daß auch hier die Bildung der Falten und das Aufreißen der Nordoststörungen durch denselben Bewegungsmechanismus und gleichzeitig erfolgte, wie vom Verfasser (1925a, S. 25—27) schon früher dargelegt wurde.

Gleichsinnig mit diesen Diagonalstörungen verlaufen auch die Blattverschiebungen zu beiden Seiten der Gindel-Alm zwischen dem Tegern-See und dem Schlier-See (BODEN, 1922), während sich im Brunnstein- und Traithen-Gebiet (HASEMANN, 1929) weitausholende, nordwestlich gerichtete, diagonale Sprünge einstellen, welche eine starke Zerstückelung der einzelnen Muldenzüge und der dazwischen eingeschalteten Sättel des Brunnstein-Muldengebietes hervorrufen. Dieselbe entgegengesetzte Streichrichtung findet sich bereits bei der Schliersberg-Störung O. vom Schlier-See.

Der Oberrhät-Kalkzug des südlichen Muldenflügels zeigt an der Alpel-Wand, „In der Feile“, im oberen Gurn-Bach steiles nördliches Fallen mit 75° . Südlich vom unteren Gurn-Bach gegenüber vom Jagd-Haus stellt sich am Südrande der Oberrhät-Kalke eine vom Tal aus sehr schön zu sehende örtliche Sattelbildung ein, welche die Verbreiterung des Rhät-Zuges hervorruft. Dasselbe steile nördliche Fallen mit $60\text{--}75^{\circ}$ läßt sich im gesamten Südflügel der Lias-Mulde feststellen. Aber auch im Nordflügel finden sich an der Münchseitenlichte, am Mühlthal-Eck und am Zwiesel-Eck steile nördliche Fallwinkel. Nördlich vom Zwiesel-Eck stellt sich etwas flacheres nördliches Fallen mit 45° ein. Die Mulde liegt also, ebenso wie die südliche Mulde und der zwischengeschaltete Sattel, nach Süden überkippt. An der Seekar-Alm ist der Nordflügel steil aufgerichtet. Die senkrechte Stellung der Lias-Schichten am Ostabhang des oberen Söll-Baches gegenüber der Klause gehört dem Muldenkern an.

Steil nach Süden überkippte Schichtstellung zeigen auch Hauptdolomit und Plattenkalk überall im nördlich hervortauchenden Gebirgsstock des Kampen, der den Nordflügel des Großmuldengebietes bildet. Am Weg vom Hirschtal-Sattel zum Ochsen-Kampen schießt der dickbankige Hauptdolomit mit etwa 80° nach Norden ein. Die nördlichsten Bänke stehen fast senkrecht. Besonders günstig ist die nördliche Neigung am Ostrande des Massivs aufgeschlossen. Aber auch die südlichen Steilabstürze, sowie der Grat vom Auer-Kampen und Spitz-Kampen lassen dasselbe nördliche Fallen erkennen. Nur werden die Fallwinkel

gegen Süden mehr und mehr flacher. Steile nach Süden überkippte Lagerung kehrt auch im Hauptdolomit—Plattenkalk-Gebiet der Gras-Leite und des Grasleiten-Kopfes wieder, das die Fortsetzung vom Kampen bildet.

Während zwischen den Plattenkalken des Spitz-Kampen und dem Lias des Brand-Kopfes keinerlei Spezialfaltung erkennbar wird, erscheint an der Seekar-Straße SW. vom Punkt 1313 m ein Streifen Lias, eingemuldet im Rhät.

Das Hinüberlegen einer Falte gegen die Druckrichtung oder die Entstehung von fächerförmig gestellten Schichten bildet bei dem durch einseitigen Schub hervorgerufenen Faltungsprozeß in der enggepreßten kalkalpinen Vorzone sowohl im Ring-Berg wie auch im Fockenstein—Geigerstein-Gebiet eine häufige Erscheinung. Besonders weitgehende Bedeutung erlangt die Rücküberkipfung aller Schicht- und Bewegungsflächen am Kalkalpenrande zwischen Lech und Loisach. Im Roßstein-Gebiet greift die Rückfaltung auch auf das Muldengebiet über, in dem sämtliche Sättel und Mulden steil nach Süden überkippt liegen. Auch der Hauptdolomit-Plattenkalk vom Nordrand bildet einen unvollständigen nach Süden hinübergeneigten Sattel und in den Plattenkalken am Südrand finden sich ebenfalls derartige Erscheinungen, während diese in den östlich anschließenden Gebieten zwischen Hirsch-Berg und Leonhard-Stein, sowie zwischen Wall-Berg und Risser-Kogel nur selten auftreten.

Diese Rückfaltung im Roßstein-Muldenbereich ist auf ausgiebigeren tektonischen Druck oder auch auf stärkere Widerstände im Norden zurückzuführen. Man könnte hierfür vielleicht den viel weitgehenderen Zusammenschub und die Empordrängung von älteren Trias-Gesteinen im Fockenstein—Geigerstein-Gebiet, gegenüber den Verhältnissen am Ring-Berg und weiter im Osten verantwortlich machen, da hierdurch zwischen Isar und Söll-Bach ein Rückstau entstand. Auch deutet in diesem Gebiet die stärkere Verstümmelung des Sattels am Nordrand vom Muldengebiet auf stärkere Zusammenpressung hin, die gegen Osten schwächer wird.

3. Bemerkungen zur Tektonik der kalkalpinen Vorzone.

Am hochaufgebogenen nördlichen Rand vom Muldengebiet fehlen alle normalen Kontakte mit der nördlich folgenden kalkalpinen Randzone. — Daß die Hauptdolomit-Massen vom Grasleiten-Kopf und vom Kampen den nach Süden überkippten Südflügel eines breiten Sattels bilden, zeigt sich in dem Auftreten von Raibler Schichten zu beiden Seiten des Hirschtal-Sattels und O. von Tradln. [Anm.: Östlich vom Hirschtal-Sattel sind die Raibler von Schutt verhüllt. Nur das Auftreten von Schwefelquellen verrät die Anwesenheit von Gips, der hier früher abgebaut wurde. Außerdem erwähnt RICHTER (1929, S. 47) Raibler

S. vom Hirschtal-Sattel. Gemeint sind wohl die Rauhwacken W. unterhalb vom Sattel, in denen in einem Taleinschnitt eine Quelle austritt.] Diese sind als Reste vom Kern anzusehen. Deutlicher noch ist die Sattelstruktur O. vom Söll-Bach erhalten, da sich hier an den Hauptdolomit des Hirsch-Berges und des Rauh-Ecks in regelmäßiger Folge Raibler und Partnach-Schichten anschließen, die den Nordrand vom Muldengebiet einsäumen. Am Luchs-Eck und am Kotlahner-Kogel sind sogar noch Raibler-Fetzen vom Nordflügel vorhanden. Im übrigen fehlt der letztere auch hier vollkommen und die Partnach-Schichten vom Gewölbekern stoßen mit steiler Störungsfläche (Ringberg-Linie) unmittelbar an den Lias der kalkalpinen Vorzone. Der Sattel ist also W. vom Söll-Bach viel stärker verstümmelt als im Osten. Vom Kreuther Weißbachtal bis ins Isar-Tal läßt sich derselbe verfolgen und überall bildet sein Nordrand eine steilgestellte tektonische Fläche. In den nördlich anschließenden Schichten stellen sich starke Verfaltungs- und Quetscherscheinungen ein, wie wenn dieselben durch die von Süden herandrängenden Massen zusammengepreßt, aber nicht überschoben und überwältigt wurden.

Der Nordrand vom Muldengebiet ist also scharf von der kalkalpinen Vorzone geschieden. Außerdem stehen sich beide Einheiten in Bezug auf ihre tektonischen Strukturformen so schroff gegenüber, daß ein unbefangener Beobachter kaum auf den Gedanken kommen wird, Beziehungen zwischen beiden Gebirgszonen zu suchen.

Die schwierigen Lagerungsverhältnisse der kalkalpinen Randzone im Gebiet des Focken-Steins und Geiger-Steins (BODEN, 1915) und des Ring-Berges (BODEN, 1914) wurden bereits eingehend dargestellt, so daß kaum etwas Neues hinzuzufügen ist.

Die im Gegensatz zu den weit gespannten Mulden und Sätteln im Muldengebiet von Längs- und Querstörungen durchzogenen, eng aneinandergepreßten Schichten am Kalkalpenrand, entstanden nach der von mir dargelegten Auffassung, durch isoklinale Aneinanderfaltung, wobei die Zonen aus älteren und auch aus jüngeren Trias-Gesteinen sattelförmige Emporwölbungen bilden, zwischen denen die Jura-Schichten eingemuldet liegen. Trotz der sehr erheblichen Lagerungsstörungen, die sich nur durch einen verwickelten gebirgsbildenden Mechanismus, der zu verschiedenen Deutungsversuchen geführt hat, erklären lassen, werden alle Baelemente als eine stratigraphisch und tektonisch zusammengehörige Einheit angesehen. Hingegen betrachtet F. F. HAHN (1914) Teile der kalkalpinen Randzone als überschoben und vereinigt dieselben mit dem Muldengebiet zu einer Decke. Die Störungsfläche am Nordrand vom Grasleiten-Kopf, Kampen und Hirsch-Berg wird dann zum Ausstrich einer Überschiebung, von deren Stirnrand Kopfteile nach Norden abgesprengt sind, die wurzellos auf ihrer Unterlage ruhen.

Zu derartigen überschobenen Gebirgsstücken gehört in unserem Ge-

biet vornehmlich die Haupterhebungszone vom Geiger-Stein und Focken-Stein, die sich im wesentlichen aus Muschelkalk und Wettersteinkalk aufbaut. Außerdem der Buntsandstein am Südabhang vom Geiger-Stein. Die ursprünglich ebenen Gleitbahnen, auf denen der Deckenschub erfolgte, sind durch nachträgliche starke Verfaltung mit dem Untergrund versteilt oder senkrecht gestellt, so daß die überschobenen Schollen jetzt tief eingesenkt in ihrer tektonischen Unterlage stecken. Auch die Störungsfläche am Nordrand des Muldengebietes lag anfangs wagrecht und wurde erst später aufgerichtet oder nach Süden überkippt.

An den beiden Auffassungen hat sich grundsätzlich wenig geändert und man könnte die 1915 begonnenen (BODEN, 1915, S. 226—228) und später fortgeführten Auseinandersetzungen (BODEN, 1923, S. 90—96 und 1930, S. 34—46) nochmals in demselben Sinne wiederholen, ohne dabei wesentlich neue Gesichtspunkte zu gewinnen. So weicht z. B. das Profil von M. RICHTER (1929, S. 48) durch die Geigerstein-Mulde kaum von dem schon 1915 (BODEN, 1915, S. 227) gezeichneten ab. In den langen Jahren besteht nur das Für und Wider der beiden Auffassungen. Niemals tauchte jedoch ein neuer Gedanke auf, während sich sonst die alpine Tektonik als außerordentlich wandelbar erwies.

E. SPENGLER (1928, S. 3) hat die Überschiebungstheorie insofern erweitert, als die schmale Mulde aus Oberer Trias mit Lias-Kern S. von der Ring-Spitz mit zu den überschobenen Abschnitten gerechnet wurde. Dieser Auffassung, der auch RICHTER (1929, S. 49) gefolgt ist, bin ich bereits entgegengetreten (BODEN, 1930, S. 43).

Von RICHTER (1931a, S. 245) wird angeführt, daß ich bei meinen Einwänden gegen die Deckenstruktur am Nordrand der Kalkalpen meist die spätere Deckenfaltung vergessen habe, z. B. bei der Deckenmulde der Ring-Spitz. Die schon von HAHN angenommene spätere Verfaltung der Gleitbahnen wurde aber doch stets von mir eingehend gewürdigt (1915, S. 226—228; 1923, S. 92/93; 1930, S. 40). Auch bei der Mulde an der Südseite der Ring-Spitz ist dieser Umstand berücksichtigt, ohne daß damit ihr Charakter als Deckenmulde klarer geworden wäre.

RICHTER baut nun die Überschiebungstheorie noch mehr aus, indem er andere Gebirgsteile in den östlichen Lenggrieser Bergen als isolierte Deckenfetzen auffaßt, die sich im Gebiet des Fensters, zwischen der Deckenmulde des Focken-Steins—Geiger-Steins und dem im Hirsch-Bach austreichenden Stirnrand, herumtreiben.

Die als emporgepreßte Sättel gedeuteten Vorkommen von höheren Trias-Schichten im Ramls-Graben und Kohl-Graben N. von der Stichel-Alm und diejenigen, welche Mark-Köpfl, Eiben-Berg und „am Kögel“ zusammensetzen, gehören hierher. Außerdem die Trias-Fetzen um den Schlag-Kopf und die Trias W. von der Neuhütten-Alm. Während Kössener und Hauptdolomit unmittelbar NW. und W. von Hirschtal-Sattel Kern des Deckensattels sind, ebenso wie Hauptdolomit und Kössener der

Neuhütten-Alm. Die Neuhütten-Alm steht jedoch auf Lias. Dagegen finden sich S. von derselben und am Neuhütten-Eck Schichtpakete aus Hauptdolomit und Kössenern, die nach dieser Auffassung wohl zum Sattelnern gerechnet werden müssen, insbesondere, da keine anderen mehr vorhanden sind.

Unter den Vorkommen aus höherer Trias im südlichen Abschnitt der kalkalpinen Vorzone O. von Lenggries sind also einzelne als Deckenreste anzusehen und einzelne wurzeln in der Tiefe. Nach welchen Gesichtspunkten nun eigentlich überschobene und nicht überschobene Teile auseinandergehalten werden sollen, ist nicht so recht verständlich. Gerade in dieser Unsicherheit, Basales und Verfrachtetes zu trennen, zeigt sich die ganze Schwäche der Überschiebungstheorie.

Auch durch diese neueren Versuche scheint es mir nicht, als ob die von HAHN begründete Überschiebungstheorie die verwickelten Verhältnisse am Kalkalpenrande klären könnte. Anstatt mehrere übereinanderliegende Deckenstockwerke anzunehmen, für deren Vorhandensein keinerlei Anhaltspunkte vorliegen, ist sicherlich die Auffassung einfacher und natürlicher, nach der die kalkalpine Vorzone eine tektonische Einheit bildet.

Auf die Bemerkung von KOCKEL und RICHTER (1931, S. 349), daß meine tektonischen Auffassungen in den Hohenschwangauer Bergen und in den Vilsener Alpen auf A. ROTHPLETZ zurückgingen, muß erwidert werden, daß meine Darlegungen, die sich vollkommen an diejenigen in den von mir näher untersuchten oberbayerischen Bergen anschließen, nicht unwesentlich von den Anschauungen abweichen, die ROTHPLETZ seinen tektonischen Erklärungen zugrunde legte. Außerdem werden meine Ansichten als veraltet bezeichnet. Indessen stammt die Vorstellung der vornehmlich aus älteren Trias-Gesteinen aufgebauten sattelförmigen Aufbruchszonen im Benediktenwand-Gebirge und im Fockenstein—Geigerstein-Gebiet aus dem Jahre 1915, während die HAHN'sche Überschiebungstheorie 1914 veröffentlicht wurde. Altersunterschiede sind also tatsächlich kaum vorhanden. Dagegen geht die von mir vertretene Meinung, nach der die Strukturformen in den bayrisch-tirolischen Kalkalpen W. vom Inn ohne ostwestliche Schubbewegungen nicht erklärt werden können, allerdings auf ROTHPLETZ zurück.

Das höhere Deckenstockwerk wurde ursprünglich von HAHN als hochbajuvarisch, das tiefere als tiefbajuvarisch bezeichnet, an deren Stelle die Ausdrücke Lechtal-Decke und Allgäu-Decke traten, die im Allgäu tatsächlich zwei übereinanderlagernde Schubmassen bilden.

Nach den neueren Deutungsversuchen von RICHTER (1929) endigt die Inntal-Decke nicht im Karwendel, sondern dieselbe schiebt sich O. der Loisach fast bis an den Kalkalpenrand vor.

Die Ausführungen sind zwar von O. AMPFERER (1931, S. 25) schon eingehend gewürdigt, aber da auch für unser Gebiet eine neue Decken-

gliederung und Deckeneinteilung geschaffen wird, muß auf die Begründung noch kurz eingegangen werden.

Die Betrachtungen gehen aus von den Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger-Gebirge. — Obgleich die Anschauung vom Zusammenhang der beiden Hochgebirgsmassen über die Zone der zwischen gelagerten jungen Schichten hinweg schon eingehend widerlegt wurde, wird dieselbe nun doch nochmals wieder aufgegriffen. Mieminger und Wetterstein werden zu einer Decke vereinigt, die einen steil emporgepreßten Deckensattel über den, sattelförmig gewölbten, jungen Schichten bilden. Die letzteren erscheinen also als aufgewölbttes Streifenfenster im Sattelnern. Dieselbe tektonische Stellung nimmt auch die Fortsetzung der Jungschichtenzone im Karwendel am Nordrand der Hinterautaler Kette ein, so daß sich der Deckensattel von Ehrwald bis Schwaz verfolgen läßt. Die nördliche Karwendel-Kette wird nicht mehr als basal aufgefaßt, sondern mit der Hinterautaler Kette zu einem Deckensattel vereinigt, der mit seinem tektonischen Untergrund harmonisch veraltet ist.

Bei der Annahme dieses z. T. auch überkippten und überschobenen Deckensattels ist dann der Nordflügel desselben tief herabgesenkt. Die im Karwendel-Gebirge hochgelegene Überschiebungsfläche taucht also nach Norden zu unter die Talsohlen hinunter und erst am Nordrande vom Muldengebiet streicht dieselbe wieder in die Luft aus. Von ihrem Stirnrand werden Teile losgelöst und in die kalkalpine Vorzone hineinverfrachtet, so daß das eigentliche Ende am nördlichen Muldenflügel der zentralen Zone vom Benediktenwand-Gebirge und vom Geiger-Stein—Focken-Stein zu suchen ist.

Die Verbindung zwischen diesem bis nahe an die südliche Flysch-Grenze vorgerückten Deckenrand mit dem im Westen an der Heiterwand so weit zurückliegenden ist nicht ganz leicht zu finden.

Die östlich geneigte, nicht durch Ostwestschub, sondern durch Süd-nordbewegung, entstandene Überschiebungsfläche am Westende vom Wetterstein, wird mit der Kramer-Überschiebung vereinigt, zieht dann durch das Loisach-Tal nach Nordosten, biegt in die Störung am Nordrand des Heimgartens und Herzogstandes ein und dringt noch ein Stück weiter vor bis zur Störungsfläche am Nordsaume der zentralen Mulde des Benediktenwand-Gebirges und des Geiger-Steins und Focken-Steins.

Es findet also eine Vorstaffelung der Inntal-Deckenstirn statt. Zuerst bis in die südliche Mulde vom Muldengebiet, dann bis zum Nordrande desselben und schließlich bis in die kalkalpine Vorzone hinein. Sehr verschiedenartige und verschiedenwertige Längsstörungen werden hier zum Rand einer Decke vereinigt. Die Inntal-Decke würde dann einen nordsüd- bis nordnordöstlich gerichteten Saum erhalten. Die Lechtal-Decke, von ihrer Stirn im Ammer- und Laber-Gebirge bis zur Heiterwand, müßte nach Osten abgesenkt und unter der Inntal-

Decke vergraben liegen. Aber die verschiedenen Strukturelemente überqueren doch diesen angenommenen westlichen Deckenausstrich. Man fragt sich auch, wie weit hat die Inntal-Decke die Lechtal-Decke nach Westen ursprünglich überschoben und warum sind keine Erosionsreste vorhanden?

AMPFERER (1931, S. 26—28) hat schon eingehend dargelegt, daß der Nachweis vom Überspringen der Wetterstein-Überschiebung auf die Kramer-Überschiebung kaum zu erbringen ist. Dieselben Schwierigkeiten bestehen, um die Vereinigung der letzteren mit der Störung am Nordrand vom Heimgarten und Herzogstand zu finden (eine genaue Kenntnis vom Krottenkopf-Gebiet fehlt allerdings bisher noch). Die Verbindung dieser Linie mit dem Nordrand der zentralen Hauptmulde des Benediktenwand-Gebirges und deren Fortsetzung in den östlichen Lenggrieser Bergen ist ebenso problematisch.

Die Störungsfläche am Grasleiten-Kopf—Kampen (Hirschgraben-Störung), die nach Osten zum Ring-Berg und am Kühzagl weiterzieht, also der Nordrand vom Muldengebiet, ist nun nicht mehr die Unterlage der Lechtal-Decke, sondern die Basis der Inntal-Decke. Die nach der Überschiebungstheorie schwimmenden Abschnitte der kalkalpinen Vorzone werden zu vorgesprenkten Kopfteilen derselben. Die Zone aus jüngeren Trias-Gesteinen mit eingemuldetem Lias S. von der Ring-Spitz wird sogar mit der Deckenmulde vom Focken-Stein—Geiger-Stein zum nördlichsten Vorsprung der Inntal-Decke vereinigt.

Die Grenze von Allgäu- und Lechtal-Decke muß weiter nach vorn und zwar an den Nordrand der, O. von Lenggries durchziehenden, nördlichsten Aufbruchzone aus höheren Trias-Gesteinen zwischen Raibler und Lias verlegt werden, sowie zwischen die Vorkommen von Hauptdolomit und Raiblern O. vom Focken-Stein und dem nördlich anstoßenden Lias. Der Nordrand der Aufbruchzone, die von Weißach bis zum Nordabfall des Wind-Berges verläuft, müßte dann auch der Deckengrenze zwischen Lechtal- und Allgäu-Decke entsprechen. Diese Zone aus jüngeren Trias-Gesteinen wäre also zu unterscheiden von derjenigen S. von der Ring-Spitz, die eine überschobene Scholle der Inntal-Decke darstellt. Wir haben nun nicht mehr zwei (Allgäu- und Lechtal-Decke), sondern drei Deckenstockwerke (Allgäu-Lechtal- und Inntal-Decke) in der schmalen, so völlig gleichartigen Vorzone enthalten.

Diese, den Ausführungen von RICHTER entnommenen Betrachtungen, zeigen die große Verwirrung, welche die Gliederung in einzelne Decken am Kalkalpenrande hervorruft und geben uns die Berechtigung, die Erweiterung der Inntal-Decke nach Norden abzulehnen und dieselbe auf das ihr von AMPFERER ursprünglich gegebene Maß zu beschränken. Ebenso wie der Nordrand der Mieminger, wird der schöne und klare, durchs ganze Karwendel-Gebirge zu verfolgende Überschiebungs-Stirrand der älteren Trias-Schichten über der Zone der jungen Schichten,

zwischen Scharnitz und Schwaz, wieder zum Nordrand der Inntal-Decke. Nur einzelne vorgesprenzte Schubzeugen liegen in der nördlichen Karwendel-Kette, teils in Erosionsfurchen, eingesenkt. Die Zone der jungen Schichten zeigt weder zwischen Mieminger und Wetterstein noch im Karwendel durchgehend sattelförmige Struktur. Vom Nordrand der Mieminger ist dieselbe abgeschürft und an den Südrand vom Wetterstein herangeschoben. Im Karwendel dagegen von der Schubmasse überwältigt und überfahren.

Mieminger und Wetterstein lassen sich nicht aneinanderfügen, ähnlich wie am Nordrand der Kalkalpen bei der Anwendung der Überschiebungstheorie die schwimmenden Gebirgsabschnitte nicht vereinigt werden können. Das Hinübergleiten des Wettersteins über die Mulde von Lermoos besitzt lediglich eine örtliche Bedeutung und bildet einen Vorstoß gegen Westen und ebenso wird die Bedeutung der Kramer-Überschiebung herabgemindert (BODEN, 1930, S. 33).

Die Inntal-Decke ist für unser Gebiet tatsächlich ohne Bedeutung, weder in der früher von AMPFERER (1922, S. 136—137) gegebenen Form noch nach dem neuen Entwurf von RICHTER.

Eingereicht: 1. 5. 1934

Quarz mit Anhydriteinschlüssen im unterfränkischen Keuper

Von
Hans Nathan

Mit 2 Tafeln

Inhaltsübersicht

	Seite
1. Bankige Ausbildung	41—43
2. Quarzitbänkchen	43—44
3. Knollige Ausbildung	44—45
4. Kalkkrusten	45—46
5. Einzelvorkommen in Unterfranken	47—49
Zusammenfassung	49—50
Angeführte Schriften	51

Für gewisse quarzhaltige und quarzitische Gesteine aus dem tieferen „Bunten Keuper“ Nordfrankens wurde von H. THÜRACH (1888, S. 92) der Name „Quarzbreccie“ eingeführt, obwohl es sich bei den in Betracht kommenden Gesteinsgebilden weder um brecciösen Quarz, noch überhaupt um Breccien in genetischem Sinne handelt. Eher wäre noch der Ausdruck Tonbreccien angebracht nach den oft eingeschlossenen eckigen Tonbruchstücken. Jedoch sind letztere kein unbedingter Bestandteil dieser Gesteine.

Das Äußere der Erscheinung wurde von THÜRACH an der genannten Stelle und in den Erläuterungen zu den badischen Kraichgau-Blättern (am ausführlichsten in Blatt Odenheim, S. 11/12) gekennzeichnet.

Man kann folgende Ausbildungsformen unterscheiden, die zum Teil ineinander übergehen:

1. **Bankige Ausbildung.** — Die Normalform ist eine bis 10 cm mächtige bankartige Einlagerung in den Tonen und Mergeln, z. B. einige Meter über dem Grenzdolomit. Bis 5 mm große weiße Quarze, oft von deutlicher Kristallform, sind durch gelbliche kristalline Karbonatmasse verbunden. Letztere kann Kalkspat oder Dolomit oder beides sein. Auf der meist ebenen Oberfläche dieser Bank sind die Quarze erhaben herausgewittert. Die gekröseartige-wulstige Unterfläche der Bank bildet

die Oberfläche der liegenden Tone ab. Grüne eckige Tonbruchstücke sind in die Bank eingebacken. Durch Eisenhydroxyd ist das Gestein oft braun getüpfelt.

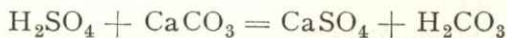
Im mikroskopischen Bild des Dünnschliffs (Taf. 1) zeigt sich ein grobkörniges Karbonat mit großen Quarzeinschlüssen, die bald von guten Kristallflächen umgrenzt sind, bald in lappig-buchtiger Verbindung mit dem Karbonat stehen. Schliffe von Ettleben und Heiligenthal (Taf. 1, Fig. 3) zeigen einwandfrei, daß das Karbonat bereits in fester Phase vorhanden war, als die Kieselsäure zur Auskristallisation kam. Die Quarzsubstanz dringt fingerförmig ästig, injektionsartig in das Karbonat vor, umschließt und einverleibt Bruchstücke des letzteren. Diese Beobachtung steht im Gegensatz zu THÜRACH (1888, S. 92/93), der behauptet, die Bildung des Quarzes sei wesentlich älter, als die Verkittung der Quarze durch ein karbonatisches Bindemittel. Das Innere der Quarze nun, ob sie Karbonateinschlüsse führen oder nicht, ist vollgepfropft mit runden bis lappigen Anhydriten. Die optische Bestimmung des Anhydrites wird bestätigt durch eine qualitative chemische Untersuchung auf SO_4 , ausgeführt von Dr. U. SPRINGER und Dr. G. ABELE. Danach ist SO_4 reichlich in einer „Quarzbrecie“ von Theilheim-Eßleben enthalten, ebenso auch Mg, was auf Beteiligung von Dolomit an der Karbonatmasse deutet. Im Karbonat-Bindemittel wurde kein Anhydrit beobachtet. Auch Pseudomorphosen von Quarz nach Karbonat konnten nicht gesehen werden. Wo der Quarz mit scharfen Kristallflächen an das Karbonat grenzt, schneidet er die Karbonatkristalle ab.

THÜRACH erwähnt auffallenderweise nur in den Erläuterungen zu dem badischen Blatt Odenheim Anhydriteinschlüsse neben Gipseinschlüssen; in Blatt Sinsheim werden nur Gipseinschlüsse vermerkt. Gipseinschlüsse konnten im bayrisch-fränkischen Material nicht nachgewiesen werden.

Diese bankige Einlagerung wurde in der Gegend zwischen Würzburg und Schweinfurt im Bereich folgender Ortschaften festgestellt: Ettleben, Waigolshausen, Eßleben, Theilheim, Opferbaum, Bergtheim, Ober-Pleichfeld, Dipbach und Schwanfeld.

Hinsichtlich der Entstehung dieses bankigen Quarz-Karbonatgesteins kann bereits soviel abgelesen werden: Die durch die Bankunterfläche abgebildete Oberfläche der Tone ist eine alte erhaltene Oberfläche der Keuper-Zeit, die austrocknete, aufriß und in Tonbröckelchen zerbrach, und die dann durch die Bildung einer dicken Kalkkruste, welche die Tonbröckelchen in sich einschloß, konserviert wurde. (Denkbar wäre auch die Bildung einer Gipskruste, die von Tonen bezw. Mergeln überdeckt und dann ausgelaugt wurde, wobei Teile des Tondaches einbrachen und dann durch aus Lösungen ausgefälltes CaCO_3 verkittet wurden, wodurch der entstandene Hohlraum wieder ausgefüllt wurde.) In späterer Zeit setzte eine teilweise metasomatische Verdrängung des Karbonates durch SiO_2 ein. Zugleich mit der SiO_2 -Lösung muß eine aus den gips-

haltigen Tonen stammende SO_4^{--} -Jonen-haltige Lösung gewandert sein, welche die mit der Lösung in Berührung kommenden Karbonate nach



in Anhydrit umwandelte, bis nach dem Massenwirkungsgesetz Gleichgewicht hergestellt war. War die dazu erforderliche Konzentration an SO_4^{--} -Jonen unterschritten, so kam es zum Einschluß von festem Karbonat in den Quarz. Nach DÖLTER (1929, S. 202) kann die Einwirkung der Schwefelsäure auf Kalziumkarbonat (Kalkstein) Anhydrit wie Gips erzeugen, wobei es von der Temperatur und der Konzentration der Lösung (also von den Lösungsgenossen) abhängt, ob sich Anhydrit oder Gips bildet. Ist demnach der Dampfdruck von Gips größer als der Dampfdruck der Lösungen, so scheidet sich Anhydrit aus. Der Dampfdruck des Gipses nimmt mit steigender Temperatur rascher zu als der Dampfdruck von Lösungen. Da die Dampfdrucke von Lösungen niedriger sind als die des reinen Wassers, so ist auch die Temperatur des Anhydrit-Ausscheidungsbeginnes in solchen Lösungen niedriger. Die Wärme eines ariden Klimas und die Lösungsgenossen lassen die Ausscheidung des CaSO_4 als Anhydrit in der Nähe der Erdoberfläche verständlich erscheinen.

2. Quarzitbänkehen. — Eine zweite Erscheinungsform sind graue bis gelbe, meist dünnplattige Quarzitbänkehen, die ebenfalls THÜRACH schon bekannt waren, auch aus dem Kraichgau (Blatt Odenheim). Er erklärt sie als Verkieselungen der in 1. beschriebenen karbonathaltigen „Quarzbreccien“ und tatsächlich läßt sich diese Verkieselung durch verschiedene Übergangszustände hindurch verfolgen. Schon bei der unter 1. beschriebenen Ausbildungsform war bald das Karbonat, bald der Quarz vorwiegend, mit allen Übergängen in den Beteiligungsverhältnissen. Bei den ganz aus Quarz bestehenden Gesteinen läßt sich oft die ursprüngliche Verteilungsform der beiden Mineralien in einer flasrig-schlierigen Struktur erkennen: weiße in die Länge gestreckte Quarznester liegen in einer grauen Quarzgrundmasse. Im durchfallenden Licht zeigt sich im Dünnschliff die Flaserung in einem Wechsel von klaren und durch Einschlüsse getrübten Partien. Die ganze Masse besteht aus buchtig und lappig miteinander verzahntem Quarz ohne jede idiomorphe Umgrenzung. In einer feinkörnigeren Grundmasse liegen Quarzlinsen von verhältnismäßig grobem Korn. Diese gröber kristallinen Quarze sind es, welche die Anhydrite, oft in Anhäufung nach der Mitte zu, führen. Die Anhydrite sind kaum nach Kristallflächen umgrenzt, sondern sie sind tropfenförmig mit lappigen Ausbuchtungen. Höchst selten vorkommende Anhydritteilchen, die eine Aufspaltung aus einem größeren Stücke in ihrer Zusammenlagerung erkennen lassen, können ungezwungen auf eingeschlossene, aufgespaltene und in Anhydrit umgewandelte Karbonatbruchstücke zurückgeführt werden. Dr. SPRINGER und Dr. ABELE fanden in einem

solchen Quarzit aus der Gegend N. von Ebleben wieder reichlich SO_4 , neben Spuren von CO_2 , und daraufhin im HCl -Auszug 0,78 v. H. CaO und 0,14 v. H. MgO .

Die großen Quarzindividuen können immer mehr abnehmen zugunsten der quarzitischen Grundmasse, die dann sehr viel Glimmerblättchen und selten andere Mineralien, wie Zirkon und Titanit, zwischengeklemmt hat. Der Anhydrit nimmt gleichsinnig damit an Größe und Zahl ab. Oft lassen sich dann Pseudomorphosen von Quarz nach Kalkspatrhomboedern erkennen. Karbonatteilchen selbst sind in diesem Zustand nicht mehr vorhanden, wohl aber konnten sie in den noch größeren Quarzindividuen führenden Gesteinen als Einschlüsse nachgewiesen werden. Die Gelbfärbung rührt von einer nachträglichen Durchtränkung mit Eisenhydroxyd her. Vermöge ihrer Härte und Widerstandskraft gegen chemische Verwitterung machen sich diese Quarzite durch einen steinigen Verwitterungsboden sehr bemerkbar. Selbst durch eine aufgelagerte dünne Lößdecke dringt das Verwitterungsgebröckel hindurch und überstreut infolge Abwärtsbewegung den Hang.

3. Knollige Ausbildung. — Ebenfalls mit der bankigen Ausbildungsform 1. ist die knollige durch alle Übergänge verbunden. Die Bank kann Hohlräume enthalten oder sich in einzelne runde oder ganz abgeplattete Karbonatknollen und -linsen auflösen. Derartige, meist hohle Kugeln kommen bis zu Haselnußgröße herunter vor. Die Wand des Hohlraumes kleidet grobkristalliner Kalkspat aus; nach außen hin reichert sich Quarz immer mehr an. Oft ist die Oberseite der Knollen von einer etwa $\frac{1}{2}$ mm dicken Quarzhaut überzogen, die ebenfalls reichlich Anhydrit führt. An der Straße Königshofen—Bardorf stehen 1 km O. von Klein-Bardorf in einem Einschnitt mehrere Knollenlagen übereinander an (Taf. 2). Die zahlreichen wagrechten und senkrechten Klüfte in den roten Tonen des tektonisch schiefgestellten Gipskeupers sind durch Kalzitadern ausgefüllt. An den Kreuzungspunkten der Kalzitadern kommt es zur Bildung von quarzführenden Drusen. Die Beziehungen von Quarz, Karbonat und Anhydrit sind in dieser Ausbildungsform die gleichen, wie in der Form 1.

Aus der Form dieser, angeblich Gipsknollen ähnlichen Gebilde zog THÜRACH den Schluß, daß es sich hier um ausgelaugten quarzführenden Gips handle. Der ausgelaugte Gips sei durch Kalkspat und Dolomit ersetzt. Quarz und Gips soll gleichzeitig entstanden sein. Die Auslaugung des Gipses, die Wiederverkittung des Quarzes durch Karbonat und überhaupt die Bildung der „Quarzbreccien“ und Drusenknollen gehöre einer späteren Zeit, der ein großer Spielraum gelassen wird, an. Es geht aber aus den Schlibfbildern (Taf. 1) unzweifelhaft hervor, daß der Quarz in Bezug auf das Karbonat das Sekundäre ist. Diese Beziehung erkannte zuerst O. M. REIS (Erläuterungen zu Blatt Poppenlauer, S. 29—31). An der ursprünglichen Gipsnatur der Knollen hält REIS fest und läßt sie

demgemäß zunächst durch Karbonat ersetzt werden. Der weitere chemische Umsetzungsvorgang ist ähnlich dem oben (bei 1) angedeuteten. Aus Gips freigewordene H_2SO_4 reagiert mit Ton unter Freimachung von SiO_2 , die dann als Quarz zur Ausscheidung kommt. Eine primäre gleichzeitige Entstehung von Gips und Quarz wird dabei von REIS nicht bestritten. LACROIX (1897) betrachtet Quarz im tertiären Gips von Paris als sekundärer Entstehung. STEINMANN & GRAEFF (1897, S. 27) erwähnen bis zentimetergroße, trübe, allseitig ausgebildete, mit dem Gips etwas verwachsene Quarzkristalle aus Fasergips. Im fränkischen Gips ist Quarz jedenfalls sehr selten. F. HEIM konnte bisher (nach mündlicher Mitteilung) nur in einem Gips der Estherien-Stufe einige kleine, gutausgebildete Kristalle von 0,05—0,15 mm Größe nachweisen.

4. **Kalkkrusten.** — Eine weitere Ausbildungsform zeigt sich in dem Profil Ettleben—Waigolshausen.

Vom Punkt 260,9 der Karte 1:50000 führt nordwärts nach Ettleben ein Hohlweg. In einer Höhenlage von etwa 250 m beginnt der rote Gipskeuper-Ton unter dem an großen Konkretionen außerordentlich reichen Löß hervorzutauchen. Abwärts zeigt sich dann folgende Schichtenfolge:

- | | |
|--|--------------|
| 1. Rote Tone, z. T. durch Überstreuung verdeckt | 4 m; |
| 2. graue Tone | 1 m; |
| 3. graue, ebenflächige Steinmergel-Bank, dolomitisch, dicht bis feinkristallin, einige Zentimeter stark; | |
| 4. graue Tone | 0,5 m; |
| 5. graue wulstige und knollige Karbonateinschaltung | 0,03 m; |
| sie besteht aus feinkristallinem, etwas rostfleckigem Kalk und Dolomit. Die mit zellig angeordneten Leisten versehene Außenfläche bildet die herausgewitterten Tonbruchstücke ab. Der zugeschärfte Außenrand ist durch brotkrustenartige Austrocknungsrisse zerschnitten. Quarz ist nur äußerst wenig in feinsten Form (alphaltischer Ton) vorhanden; | |
| 6. graue Tone | 3 m; |
| 7. Tonbreccie mit Karbonatkitt | 0,02—0,03 m; |
| 8. graugrüne Tone | 4 m; |
| in diesen Tönen sind mehrere bankige, 0,02—0,04 m dicke, grüngrau und rot gestreifte Kalkeinlagerungen, deren Unterseite brotkrustenartig zerrissen ist, eingeschaltet. Auch im Inneren treten Wasserentzug beweisende Schwundrisse auf. Mit Breccien-Bildung verbundene Verwerfungen der roten und graugrünen Lagen gegeneinander deuten ebenfalls auf bei der Austrocknung und Erhärtung entstandene mechanische Sackungen. Im Schlibfbild ist der feinkristalline Kalk erfüllt von Quarzkriställchen, die meist von der Größenordnung der Kalkspatindividuen sind, jedoch auch deren Größe vereinzelt beträchtlich übersteigen können. Winzige Anhydrit- und Kalziteinschlüsse beweisen die grundsätzliche Gleichheit mit unseren „Quarzbreccien“. Da hier eine Metasomatose von Gips durch Kalk der ganzen geologischen Erscheinungsform nach nicht in Betracht kommt, ist die angenommene Metasomatose überhaupt kein unbedingtes Erfordernis zur „Quarzbreccien“-Bildung. Unmittelbar an diesen Einlagerungen ist eine ziegelrote Verfärbung der Tone bemerkbar; | |
| 9. graugrüne Tone mit violetten Beimengungen | 3 m; |
| 10. Kalkknöllchenlage mit Tonbreccien abbildenden Leisten auf der Außenseite und Schwundrissen im Innern; | |

11. graugrüne Tone 1 m;
12. „Quarzbreccien“-Bank der Form I (S. 41—43), Unterseite gekröseartig 0,03—0,07 m;
13. graue Tone, oberflächlich von „Quarzbreccien“-Gebröckel und LÖB überstreut 4 m;
14. Grenzdolomit 4—5 m;
15. darunter gelbe Mergel des Lettenkeupers mit senkrechten und wagrechten Kalzitleisten.

Wie das Profil Ettleben—Waigolshausen zeigt, kommen in der Nähe der typischen „Quarzbreccien“ Kalkkrusten und Kalkkonkretionen vor, die grundsätzlich dieselben Verkieselungserscheinungen zeigen, wenn auch in geringerem Maße, gewissermaßen in den Anfangszuständen. Offenbar besteht hier eine große Ähnlichkeit mit den Kalkausscheidungen der Wüste, den Flächenkalken E. KAISER'S (1926, S. 303), wie sie heute noch im semiariden bis normalariden Gebiet entstehen

„aus dem nach der Oberfläche wieder aufsteigenden, Kalk aus dem Untergrund mitbringenden Senkwasser, das an der Oberfläche verdunstet und nun sowohl die lockeren Schüttungen mit Kalkbindemittel versieht.“

„Flächenkalke treten nur stellenweise als gleichmäßig geschlossene Decke auf. Sie zeigen viel öfter die konkretionäre Natur der Kalkausscheidungen. Man glaubt die Mannigfaltigkeiten der Gestalten von Lößkindeln in diesen Kalkkonkretionen zu sehen“ (1926, S. 304).

„Die konkretionäre Natur der Flächenkalke wird an vielen Stellen dadurch deutlich, daß die an der Oberfläche liegenden Blöcke von Flächenkalk ganz unregelmäßig kavernös sind, viele unregelmäßige Hohlräume zeigen, und daß geschlossene Kalkbänke verhältnismäßig seltener sind“ (1926, S. 306).

Über Flächenkalkbildungen auf tonigen Lagen:

„Die tonigen Lagen waren unregelmäßig zersprungen und mit Kalk verkittet, wodurch sich unregelmäßige, durch Kalk verkittete Breccien bildeten“ (1926, S. 306).

Auch die Beziehungen zwischen Verkieselung und Kalkkrustenbildung scheinen in der Namib vorhanden zu sein:

„Es ist wahrscheinlich, daß eine ältere Verkieselung einer alten Landoberfläche von einer Kalkkrustenbildung begleitet war“ (1926, S. 306).

Eine zweite Form flächenhafter Kalkausscheidung der Wüste ist der Kalksinter und Kalkonyx, die den Kalkkrusten sehr ähnlich werden können, aber erhärtete und diagenetisch umgewandelte Absätze in eintrocknenden Regenseen, älteren Pfannen und Vleys sind.

„Das zeigt sich am deutlichsten in den zahlreichen Trockenrissen, in dem rautenartigen (polygonalen) Zerspringen der Kalksinter“ (1926, S. 303).

„Man sieht an den durch Verdunstung von Wasser in Pfannen und Vleys entstandenen Kalkausscheidungen viel reinere sandfreie Kalkausscheidungen. Gleichmäßige Kalklagen legen sich aufeinander ohne staubige und sandige Komponente. Es sind Kalksinter und stellenweise bei gebänderter Beschaffenheit, mit eisenreichen und eisenarmen Lagen Kalkonyx (1926, S. 304).

Demnach dürfen wir die Hauptmasse unserer Krustenkalke, besonders aber die Tonbreccien, den Flächenkalken beordnen, während wahrscheinlich die grün-rot gestreifte Kalklage unter Mitwirkung von stehendem Wasser in einer kleinen Pfanne zum Absatz kam.

5. **Einzelvorkommen in Unterfranken.** — Das südlichste bekannte Vorkommen in Unterfranken dürfte das von THÜRACH (1888, S. 93) erwähnte bei der Station Dettelbach sein. Die „Quarzbreccien“ liegen hier 3 m unter der Bleiglanz-Bank und auch zwischen Bleiglanz- und *Corbula*-Bank. Die Lagerungsverhältnisse dieser Gegend sind gestörte. Nach Süden zu werden nach THÜRACH die „Quarzbreccien“ seltener oder fehlen. Dagegen treten quarzitische Sandsteinbänkchen auf. Ob diese eine fazielle Vertretung ähnlicher Entstehungsart sind, konnte mangels Untersuchungsmaterials nicht entschieden werden.

Im Bereich der ganzen Gipskeuper-Mulde von Opferbaum sind die beschriebenen Gesteine aller vier Ausbildungsformen geradezu kennzeichnend für den Unteren Gipskeuper zwischen Grenzdolomit und Bleiglanz-Bank. Bereits zwischen Unter- und Ober-Pleichfeld liegt nördlich des Baches etwa 400 m N. von P. 259 der Karte 1:50000 derartiger steiniger Schutt in den Äckern überm Grenzdolomit. Am Südwest-Eck von Ober-Pleichfeld, am Ausgang der neuen Straße nach Seligenstadt, steht ein Bänkchen (Form 1) im Straßengraben an, ebenso auch am Ost-Rand dieses Dorfes unterhalb der Prosselsheimer Straße, während etwas weiter östlich an der Bahnlinie unterhalb des Dipbacher Weges Quarzitgebröckel die Lößdecke durchdringt. Die bankige Form 1. liegt dann NO. von Ober-Pleichfeld am Nordhang des Gipskeuper-Hügels P. 276. Südwestlich und W. von Bergtheim taucht zusammen mit den Gipskeuper-Tonen Quarzitgebröckel unter der Lößdecke hervor. Die schon THÜRACH bekannten Vorkommen bei Opferbaum zeichnen sich durch reichliches Vorhandensein von drusigen Formen aus. Der Eichel-Berg W. von Opferbaum läßt auf allen Seiten derartige Einschaltungen in den Tonen erkennen, besonders schön aber auf dem Anstieg von Opferbaum her, NO. von P. 307,6. Im großen Eisenbahneinschnitt zwischen Bergtheim und Eßleben kommen besonders kleine hohle Drusen neben Kalkkonkretionen mit Einschlüssen von Tonbröckelchen vor. Weitere Fundorte sind dann am Stein-Berg und am Mahl-Holz O. der Bahnlinie. Quarzitschiefergebröckel liegt in großer Menge bei P. 278 am Weg von Bergtheim nach Schwanfeld. Auch die übrigen kleinen Gipskeuper-Vorkommen zwischen Schwanfeld und Dipbach sind durch quarzige Gesteine gekennzeichnet. Am Südhang der Seehöhe SW. von Eßleben kommt ein zelliges Karbonatgestein mit eingelagerten bis 5 mm langen gut ausgebildeten Quarzkristallen vor. Nördlich von Eßleben, am Pferdschlag-Wald, liegen flaserige Quarzite im Ackerboden. Zwischen Eßleben und Theilheim wurden am Westhang der Höhe 280 „Quarzbreccien“ der Form 1 gefunden. Das schon mitgeteilte Profil Etleben-Waigolshausen ist durch das Vorkommen von Kalkkrusten besonders aufklärend. Auch ein verwachsener Erdaushub für den Bahnbau am Plätziger-Holz W. von Bergtheim lieferte schlackige Brocken in allen Übergangsstadien von Form 1 zu Kalkkrusten mit Tonbreccien-Einschlüssen. In dieser letzte-

ren Ausbildung sind die größtenteils scharf umgrenzten Quarzchen mit Anhydriteinschlüssen recht klein (bis 0,2 mm). Die weiteren Vorkommen liegen dann zusammen mit der Gipskeuper-Verbreitung im Umkreis der Ortschaften Schnackenwerth, Werneck, Rundelshausen, Schleerieth, Geldersheim, Schweinfurt, Euerbach bis S. von Kützbach, wo die Gipskeuper-Mulde in die Luft ausstreicht. Besonders sind steinige mit Quarzitplättchen erfüllte Äcker hier mit der Gipskeuper-Verbreitung untrennbar verbunden.

Im linksmainischen Steigerwald-Vorland wurden derartige Gesteine seltener aufgefunden. HEIM fand sie in der Gegend von Gerolzhofen bei Düttingsfeld, gegen Wiebelsberg zu, auf Grenzdolomit gelegen in der Ausbildung 1. Das kristalline Karbonat ist jedoch durch verockerten Kalk ersetzt. Es ist nicht sicher, ob dieses Gestein noch dem Grenzdolomit oder etwas höheren Lagen entstammt. Ferner fand sie HEIM in den Estherien-Schichten bei Schönaich (O. von Prichsenstadt), bei Ober-Schwarzach (0,2—0,3 m mächtig) und am Hermanns-Berg bei Sand in der Haßfurter Gegend. Schließlich erwähnt sie THÜRACH noch vom Schwan-Berg aus den Schichten zwischen Bleiglanz- und *Corbula*-Bank.

Die weitere Verbreitung nach Norden wird in den Erläuterungen zu Blatt Poppenlauer von REIS und in denen zu Blatt Hendingen von PFAFF festgelegt; in beiden Gebieten liegen „Quarzbreccien“-Knollen über der Bleiglanz-Bank. Anhydrit wird nicht erwähnt, doch deutet schon der angegebene Schwefelsäuregehalt von 0,93 v. H. in dem Vorkommen von Poppenlauer auf dessen Vorhandensein hin. Im Grabfeld werden die „Quarzbreccien“ von THÜRACH in allen Regionen des Unteren Gipskeupers festgestellt. Anhydriteinschlüsse wurden in dem schon erwähnten Vorkommen von Klein-Bardorf nachgewiesen. Die preußischen Rhönblätter Hilders, Ostheim v. d. Rh., Sondheim und Hellmershausen führen „Quarzbreccien“ als allgemein im Unteren Gipskeuper vorkommend an. Anhydrit wurde vom Verfasser in dem Vorkommen des Gipskeuper-Grabens bei Gefäll in der bayerischen Rhön festgestellt. Hier stehen in dem Hohlweg bei P. 344,8 rote und grüne Tone mit einer 0,5 m mächtigen grauen Steinmergel-Bank und mit in wagrechten Reihen angeordneten Karbonat-Quarz-Knollen an.

Im Schilfsandstein und in den Lehrberg-Schichten fehlen nach THÜRACH die „Quarzbreccien“, während sie im Blasensandstein wieder häufig sein sollen. Angegeben werden sie in den Profilen von St. Ursula im Grabfeld und von Unfinden und Aub in den Haß-Bergen. Bei Unfinden fand ich sie etwa in der Mitte zwischen der Lehrberg-Bank und der ersten Sandsteinbank des Blasensandsteins. Der Quarz enthält hier Karbonat in großen Mengen eingeschlossen.

Daß diese Erscheinung auch noch weiter nach Süden und durch Württemberg und Baden anhält, kann aus folgenden Angaben des Schrifttums vermutet werden. ARNDT (1933, S. 13 u. 24) erwähnt in den

Erläuterungen zu Teilblatt Windsheim „Quarzbreschen“-Knollen aus den Schichten zwischen Bleiglanz- und *Corbula*-Bank und aus den Lehrberg-Schichten. Für Württemberg sei die nicht ganz klare Angabe bei PFEIFFER (1915, S. 18/19) angeführt:

„Erwähnung verdienen noch die Gipsknollen, die oft in diesen Schichten (= Schichten zwischen Grendolomit und Bleiglanz-Bank) liegen und sich auch in höheren Mergelhorizonten wiederholen. Sieht man sich die Knollen genauer an, so bemerkt man darin kleine Quarzkristalle; mit der Lupe und mittels chemischer Untersuchung lassen sich außerdem noch reichliche Mengen von Quarzsand feststellen. Die Quarzkristalle werden bis über 3 mm groß und sind nach allen Seiten wohl ausgebildet. . . Ihr Auftreten in diesen Gipsknauern führt THÜRACH darauf zurück, daß sie als Auslaugungsrückstände des Gipses übrig bleiben und durch die letzten Überbleibsel des Gipses sowie durch Kalk und Dolomit zusammengekittet werden.“

Aus dem letzten Satze ist wohl zu schließen, daß es sich nicht um eigentliche Gipsknollen, sondern vielmehr um Karbonatknollen handelt. Die Erläuterungen zu den Kraichgau-Blättern Bruchsal, Sinsheim, Wiesloch und Odenheim von THÜRACH, Kürnbach von SCHNARRENBERGER und Neckargemünd von SAUER führen „Quarzbreczien“ im ganzen Unteren Gipskeuper als häufige Erscheinung an; dasselbe gilt nach THÜRACH (1889, S. 18) für den Blasensandstein des Strom-Berges.

Die sog. „Quarzbreczien“ sind also nicht auf die Gegend zwischen der vulkanischen Rhön und den vulkanischen Haß-Bergen beschränkt, wie REIS annahm. Damit fällt die Hauptstütze der REIS'schen Hypothese, postvulkanische Kohlensäure habe Gips in Kalkspat umgewandelt. Auch der Dolomitgehalt dieser Gesteine bleibt hierbei unerklärt. Es bleibt weiter unerklärt, warum bis in den Blasensandstein hinauf diese Bildungen auftreten, während der viel tiefere Grundgips, der doch viel günstigere Bedingungen für den Gasdurchzug geboten hätte, nicht umgewandelt wurde. Auch sonst bemerkt man in allen übrigen für den Gasdurchzug in Frage kommenden Schichten keine Einwirkungen vulkanischer Exhalationen. Vor allem aber sind diese quarzführende Gesteine ausgesprochen wagrechte Flächeneinschaltungen in den Tonen. Eine Abhängigkeit von senkrechten Gasaufstiegsklüften ist nicht zu beobachten. Die Hypothese der „Regionalmetamorphose“ von REIS ist also abzulehnen, ebenso wie die der marinen gleichzeitigen Bildung von Gips und Quarz von THÜRACH.

Zusammenfassung.

Aus den obigen mitgeteilten Tatsachen ergibt sich ungezwungen die Annahme einer terrestrischen Bildung gewisser, von THÜRACH „Quarzbreczien“ genannter Gesteine des tieferen „Bunten Keupers“, die authigenen Quarz mit Anhydrit-Einschlüssen führen. Flächenkalke eines ariden bis semiariden Klimas entstanden gleichzeitig mit gipshaltigen Tonen. Die Schwefelsäure des Gipses wirkte in unmittelbarem zeitlichen Anschluß auf die Tone unter Freimachung von Kieselsäure. Die wandernden

Lösungen von Schwefelsäure und Kieselsäure verdrängten die Kalke unter Bildung von Quarz mit Anhydrit. Dieser Vorgang kann sich auch nach der Keuper-Zeit noch fortgesetzt haben. Besonders für das anhydritfreie quarzitische Bindemittel besteht die Möglichkeit, daß es erst auf einer jüngeren (tertiären?) Landoberfläche entstanden ist. Die im untersuchten Gebiet immer beobachtete Lage des Quarzitgebröckels unter Löß spricht dafür.

Die Gegensätze bezw. Übereinstimmungen der drei Entstehungsarten nach THÜRACH, REIS und dem Verfasser veranschaulicht die folgende Gegenüberstellung:

	THÜRACH	REIS	NATHAN
Ausgangsstoff	Gleichzeitig entstandener Gips u. Quarz	Gips	Karbonat
Umsetzungen	Auslaugung von Gips und Wiederverkitung der Quarze durch Karbonat	Umwandlung des Gipses in Kalk durch vulkanische CO_2 H_2SO_4 wird dabei frei, wirkt auf Ton unter Freimachen von SiO_2 SiO_2 fällt als Quarz aus	— H_2SO_4 aus Gips wirkt auf Ton unter Freimachen von SiO_2 Metasomatische Verdrängung von Karbonat durch SiO_2 (Quarz) unter gleichzeitiger Bildung von Anhydrit aus Kalkspat
Entstehungszeit	Keuper bis später	Miozän oder Pliozän	Keuper (und später)
Hauptsächliche Entstehungsursache	Marine Ausscheidung	Vulkanische Exhalationen	Terrestrisch
Entstehungsart des Quarzes des Karbonates	syngenetisch epigenetisch	epigenetisch epigenetisch	epigenetisch Ausgangsstoff

Angeführte Schriften.

- ARNDT, H.: Erläuterungen zum Blatt Windsheim der Geognostischen Karte von Bayern 1:100000, Teilblatt Windsheim, München 1933.
- DOELTER, C.: Handbuch der Mineralchemie, Bd. IV, 2, Dresden und Leipzig 1929.
- KAISER, E.: Die Diamantenwüste Südwestafrikas, Bd. II, Berlin 1926.
- LACROIX, A.: Le gypse de Paris et les minéraux, qui l'accompagnent. — Nouv. archives du mus. d'histoire nat., 3. sér., t. 9, Paris 1897.
- PFAFF, F. W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Hendingen, München 1922.
- PFEIFFER, W.: Über den Gipskeuper im nordöstlichen Württemberg. Diss. Tübingen, Stuttgart 1915.
- REIS, O. M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Poppenlauer, München 1926.
- Über Einzelheiten und Allgemeinheiten in vulkanischen Durchbrüchen und Mineralbildungen im Spessart und in der Rhön. — Geogn. Jh., 40, 1927, München 1928.
- SAUER, A.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Baden 1:25000, Blatt Neckargemünd, Heidelberg 1898.
- SCHNARRENBERGER, K.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Baden 1:25000, Blatt Kürnbach, Heidelberg 1915.
- STEINMANN, G. & GRAEFF, FR.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Baden 1:25000, Blatt Ehrenstetten, Heidelberg 1897.
- THÜRACH, H.: Übersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken im Vergleich zu den benachbarten Gegenden. — Geogn. Jh., 1 und 2, Cassel 1888 und 1889.
- Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Baden 1:25000, Blatt Sinsheim, Heidelberg 1896. — Blatt Odenheim, Heidelberg 1902. — Blatt Wiesloch, Heidelberg 1904. — Blatt Bruchsal, Heidelberg 1907.



Fig. 1



Fig. 2

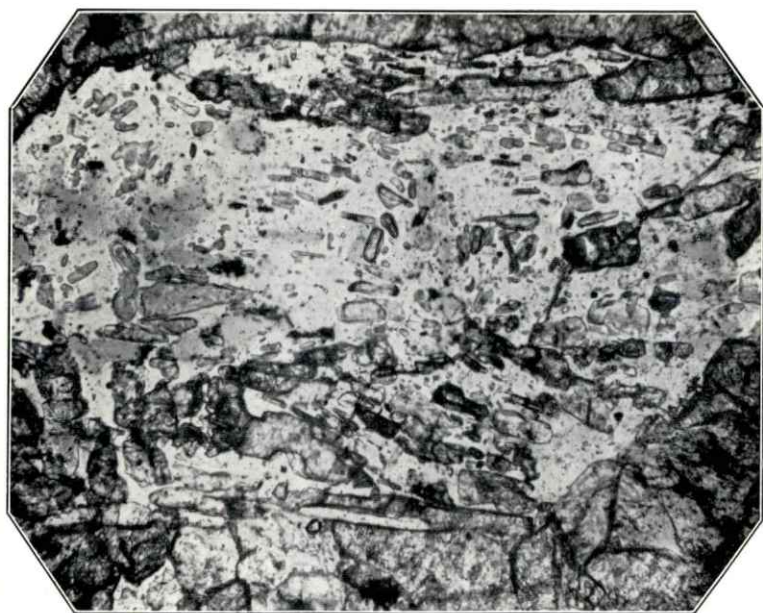


Fig. 3

Aufnahmen von H. NATHAN.

Zu Fig. 1:

„Quarzbreccie“ von Heiligenthal. Drei dicht aneinandergelagerte, gut idiomorphe Quarze sind umgeben von kristallinem Karbonat. In den Quarzen sind helle Anhydriteinschlüsse und dunklere Karbonateinschlüsse. Am linken Oberrand wird ein vierter Quarz durchschnitten, der besonders reichlich Karbonateinschlüsse führt. Am rechten Rand ein weniger gut umgrenzter Quarz. Zwischen diesem und dem großen mittleren Quarz liegt ein kleiner Quarz. — Vergr. 13 : 1.

Zu Fig. 2:

„Quarzbreccie“ von Opferbaum. Ein mit Anhydriteinschlüssen (hell) und Karbonateinschlüssen (dunkel) vollgepfropfter Quarz ist von kristallinem Karbonat umgeben. — Vergr. 42 : 1.

Zu Fig. 3:

„Quarzbreccie“ von Heiligenthal. Quarz ist von kristallinem Karbonat umgeben. Am rechten Oberrand sieht man die beginnende Einverleibung von Karbonatteilchen (dunkel) in die Quarzsubstanz. Partienweise sind die langgestreckten Karbonateinschlüsse (dunkel) und Anhydriteinschlüsse (hell) gleichgerichtet. — Vergr. 100 : 1.

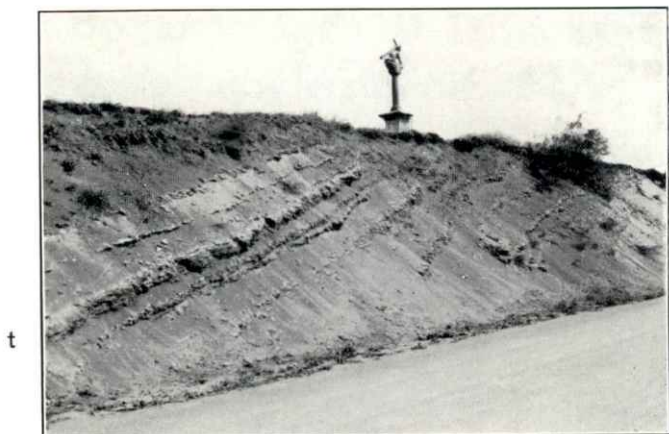
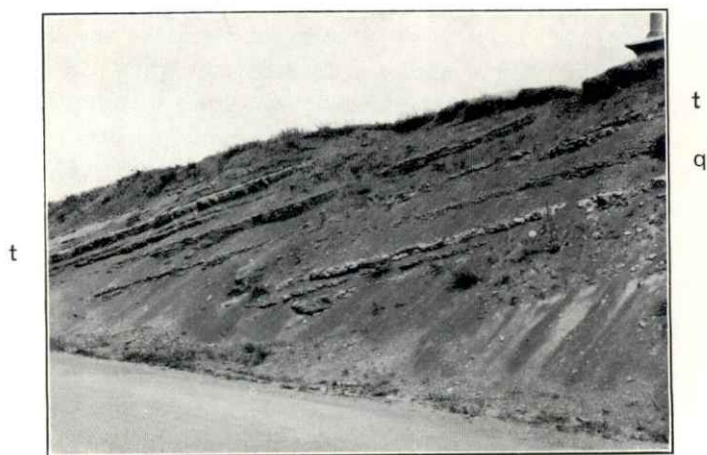


Fig. 1



Aufnahmen von M. SCHUSTER.

Fig. 2

Bänke von „Quarzbreccien“ (q) und erhärteten Schiefertönen (t) im Unteren Gipskeuper 1 km O. von Klein-Bardorf.

Kleine Beobachtungen am Laufen-Schotter des Salzachgletscher-Gebietes

Ein Beitrag zur Frage der Nagelfluhbildung

Von

Ludwig Simon

Unter den mannigfachen Ablagerungen ehemals vergletscherter Gebiete spielen allerwärts eine beträchtliche Rolle die Nagelfluhen; das sind ursprünglich lockere Moränen oder Schotter, die durch ein, meist kalkiges Bindemittel zu Konglomeraten von verschiedensten Festigkeitsgraden verkittet sind. Vielfach, in früheren Zeiten freilich häufiger als jetzt, ist die Stärke und Ausdehnung solcher Verfestigung als Kennzeichen für höheres oder geringeres Alter solcher Ablagerungen angesehen worden. Es wäre ein lustsames, aber schier endloses Bemühen, die zahllosen Streitfälle dieser Art aus dem eiszeitkundlichen Schrifttum herauszusondern und zu sammeln. Es ergäbe sich ein dauerndes Auf- und Abwogen des Für und Wider. Darum ist es sicher förderlicher, immer wieder Beobachtungen aus den verschiedensten einschlägigen Gebieten zusammenzutragen. Einen solchen Beitrag zur Frage der Nagelfluhbildung — nicht mehr — sollen auch die folgenden Zeilen bieten, die der Hauptsache nach auf Beobachtungen des Sommers 1933 in der Umgebung von Laufen zurückgehen.

Das Moränengebiet des Salzach-Gletschers ist sehr reich an Nagelfluhen; die meisten sind schon in den umfassenden Werken von BRÜCKNER, PENCK und FUGGER teilweise sehr eingehend behandelt oder auch in Teiluntersuchungen u. a. von ERHARDT und dem Verfasser berührt worden. Trotzdem wird die Neubearbeitung und Kartierung des Gebietes durch E. EBERS¹⁾ noch manche Bereicherung unserer Kenntnisse in dieser Hinsicht bringen.

Auf größere Strecken zusammenhängend finden sich Konglomerate freilich selten; das bemerkenswerteste Beispiel sind die Laufen-Schotter, die bei dieser Stadt und dem anschließenden Salzach-Engtal

¹⁾ Um der wohl in Bälde zu erwartenden ausführlichen Veröffentlichung von Frau EBERS nicht vorzugreifen, wurde von einer Bearbeitung weiterer Nagelfluh-Beobachtungen aus dem Salzachgletscher-Gebiet Abstand genommen. Der Verfasser möchte aber nicht versäumen, hier mit Dank auch der in gemeinsamer Wanderung und Aussprache gewonnenen Erfahrungen zu gedenken.

in zahlreichen und teilweise großartigen Anrissen aufgeschlossen sind. Ihre Altersstellung, die umstritten war und ist, soll uns hier nicht weiter beschäftigen. Zu bestätigen ist unter allen Umständen die von allen Beobachtern festgestellte Lagerung zwischen zwei durch gekritzte Geschiebe einwandfrei nachweisbare Moränen, von denen die Liegendmoräne das sandige Miozän bedeckt, aber nicht überall mehr erhalten ist. Auf der österreichischen Seite ist sie offenbar häufiger und mächtiger anzutreffen als auf der bayerischen.

Die ganze, bis zu 40 m mächtige Schottermasse ist stellen- und lagenweise verfestigt, so daß im Ganzen genommen der Eindruck des Konglomerates überwiegt. Der Wechsel von festen Bänken und lockeren Zwischenlagen führt zur Gliederung in Gesimse und Hohlkehlen, deren Grenzen aber nicht mit der Schichtung des Schotters, also dem Wechsel von gröberen und feineren Geröllagen zusammenfallen. Die verhärteten Bänke halten auch im Streichen nicht durch, sondern keilen aus und lösen sich gegenseitig ab; an anderen Stellen, so besonders am Prallhang von Alt-Oberndorf, verschmelzen die übereinandergelegenen Festbänke, so daß eine geschlossene Nagelfluhwand erscheint — kurz der Eindruck ist ähnlich wie jener Nagelfluhen des Schottervorlandes, die man früher als Hochterrassenschotter bezeichnete.

Im Salzacheinschnitt unterhalb Laufen erhebt sich überall die Miozän-Oberfläche über den Flußspiegel, ja an der Mündung des Schinder-Grabens besteht die ganze linke Talwand aus Miozän, das hier auch abseits der Tallinie im Moränengelände hoch emportaucht und z. B. auch von dem Achen-Kanal am Auslauf des letzten Stollens vor dem Wasserschloß des Wagingersee-Kraftwerkes in etwa 430 m Höhe, also 45 m über der Salzach, angeschnitten wurde. Die Talschleife von Laufen selbst dagegen liegt ganz im Schotter und auch der Name des Ortes dürfte auf eine durch Nagelfluhbänke bedingte Stromschnelle zurückgehen. Die von FUGGER angeführten Bohrungen im Zug der alten, heute bis auf einen Pfeiler verschwundenen Brücke trafen erst in 11 bis 12 m Tiefe die Miozän-Oberfläche oder blieben in dieser Tiefe noch im „weichen Konglomerat“, das also auch noch unter die heutige Talsohle herabreicht. Der Schotter füllt bei Laufen eine tiefe alte Rinne, die östlich des heutigen Salzacheinschnittes etwa unter Maria-bichl nordwärts zieht. Es liegt eben hier eines der zahlreichen Beispiele eiszeitlich verschütteter Täler vor, über die der Verfasser in anderem Zusammenhang zu berichten gedenkt. Die Annahme PENCK's, dieses „weiche Konglomerat“ entspräche der Liegendmoräne, ist keineswegs zwingend. Vielmehr setzt sich die an den Tagaufschlüssen zu beobachtende Beschaffenheit des Schotters auch unter Tag fort.

Verfolgt man aufmerksam alle Aufschlüsse, in denen die unmittelbaren Grenzlagen über dem Miozän sichtbar sind, so kann man nun auf bayerischer Seite feststellen, daß eine Konglomeratbank offen-

bar ununterbrochen fortstreicht. Sie erscheint außerordentlich hart verfestigt und erlangt 20—40 cm Dicke, gelegentlich auch mehr. Dieser Mächtigkeitswechsel wirkt sich aber nur nach oben hin aus; denn die Unterkante ist vollkommen scharf und ruht auf ganz lockerem Schotter. Ihr Abstand von der Miozän-Oberfläche scheint überall gleich groß, etwa 70 cm, zu sein. Auch wo das Miozän nicht freigelegt ist, deutet es sich durch zahlreiche Quellen an, die vielfach durch Fassungen und Widderwerke nutzbar gemacht sind.

Unter dem Einfluß dieser Grundwasser verschmiert sich der grüne Miozän-Sandstein zu einem gelblichen Sandletten, in den sich aus dem Gehängeschutt allerhand Geschiebe — auch gekritzte aus der Hangendmoräne — einbetten und eine blocklehmartige Masse vor-täuschen. Ich stehe nicht an, die Vermutung zu äußern, daß manche der im Schrifttum genannten Vorkommnisse blocklehmartiger Liegendmoräne auf solche Massen zurückgehen. Tatsächlich bilden sie oft eine mehrere Dezimeter dicke Kruste und erst ein tieferer Schurf legt dahinter das unveränderte, steinfreie Miozän bloß. Dagegen fand ich an einer Stelle, nahe dem Nordende der hinter dem Uferdamm liegenden Altwasser, einen recht klaren Aufschluß, der freilich wegen des Gestrüpps sehr schwer zugänglich ist und wohl rasch durch Versturz wieder unkenntlich werden kann. Das Miozän, dessen Oberfläche wenige Meter über dem Salzachspiegel liegt, trägt hier ein Steinpflaster aus groben, bis über kopfgroßen Blöcken, die zum größten Teil schön poliert und geschrammt sind, die Zwischenmasse ist aber entschieden mehr kiesig als lehmig, nach oben folgt ohne eigentliche Grenze lockerer Schotter von lagenweise wechselnder Korngröße, in dem ich nichts Gekritztes mehr fand. 70 cm über dem Miozän folgt dann die scharf vorspringende Kante der hier etwa 30 cm dicken untersten Konglomeratbank, die nach oben unscharf in lockere Schotter übergeht. Diese Bank, wie die darüber lagernden Schotter sind trocken, während die 70 cm lockeren Gesteins darunter vom Grundwasser durchtränkt sind, ohne daß es hier zu einer eigentlichen Quelle käme.

Die Verfestigung beginnt also hier sozusagen am Grundwasserspiegel, d. h. dort, wo das kalkreiche Grundwasser gegen das lufthaltige Grobporengefüge im Schotter absetzt. Hier scheinen die günstigsten Bedingungen zu herrschen, daß sich kristallines Kalziumkarbonat ausscheiden und so die Schottermassen verkitten kann. Die einmal gebildete harte Konglomeratdecke schließt dann die grundwasserdurchtränkte Schotterschicht nach oben hin ab. Vermindert sich aus irgend einem Grunde die Dicke der Grundwasserschicht, so dringt aufs neue Luft unter die Konglomeratdecke und weiteres Karbonat scheidet sich ab: Die Konglomeratbank wächst nach unten zu weiter. Da das Miozän als Tragfläche des Grundwassers festliegt, bleiben diese Verhältnisse lange Zeit und auf größere Erstreckung hin beständig,

daher die aushaltende und besonders dichte Beschaffenheit der untersten Konglomeratbank.

So wie hier kann also lagenweise Verfestigung immer dort eintreten, wo kalkhaltiges Grundwasser an luftgefüllte Lockermassen grenzt. Nun beobachten wir lagenweise verfestigte Schotter stets an verhältnismäßig jungen Taleinschnitten wie hier am Laufener Salzach-Durchbruch. Wir können uns nun sehr wohl vorstellen, daß während des allmählichen Einschneidens des talbildenden Flusses sich örtlich kleine Grundwasserstockwerke ausbilden, getragen von dichteren Teilen der Schottermasse, die dann gleichfalls über sich Karbonatausscheidung und damit Verkittung bewirken, so daß nach dieser Erklärung die ungleichmäßigen Bänder und Linsen von Nagelfluh in sonst lockerem Schotter gleichzeitig entstanden wären mit der allmählich tiefer werdenden Talfurche.

Damit mündet die Frage nach der Bildung flächen- und lagenweiser Nagelfluh ein in die im Einzelnen noch wenig durchforschten Vorgänge bei der Entstehung und Veränderung der Talanlagen während des Eiszeit- und Nacheiszeitalters und die damit eng zusammenhängende Änderung und Umbildung der örtlichen und allgemeinen Grundwasserverhältnisse. Ob diese Erklärung auch für die durch die ganze Masse verfestigten Schotter wie etwa einen Großteil der Alteiszeit-Schotter (Günz- und Mindelschotter), früher Deckenschotter genannt, oder in unserm engeren Gebiet z. B. der Gruttensteiner oder Angerer Nagelfluh gelten kann, sei dahingestellt. Doch ist zu bedenken, daß wir noch wenig darüber wissen, welche Grundwasserverhältnisse bei ihrer Bildung und Umbildung im Laufe des Eiszeitalters geherrscht haben, insbesondere auch in welcher Beziehung sie zu einstigen Oberflächen und Talungen gestanden sind.

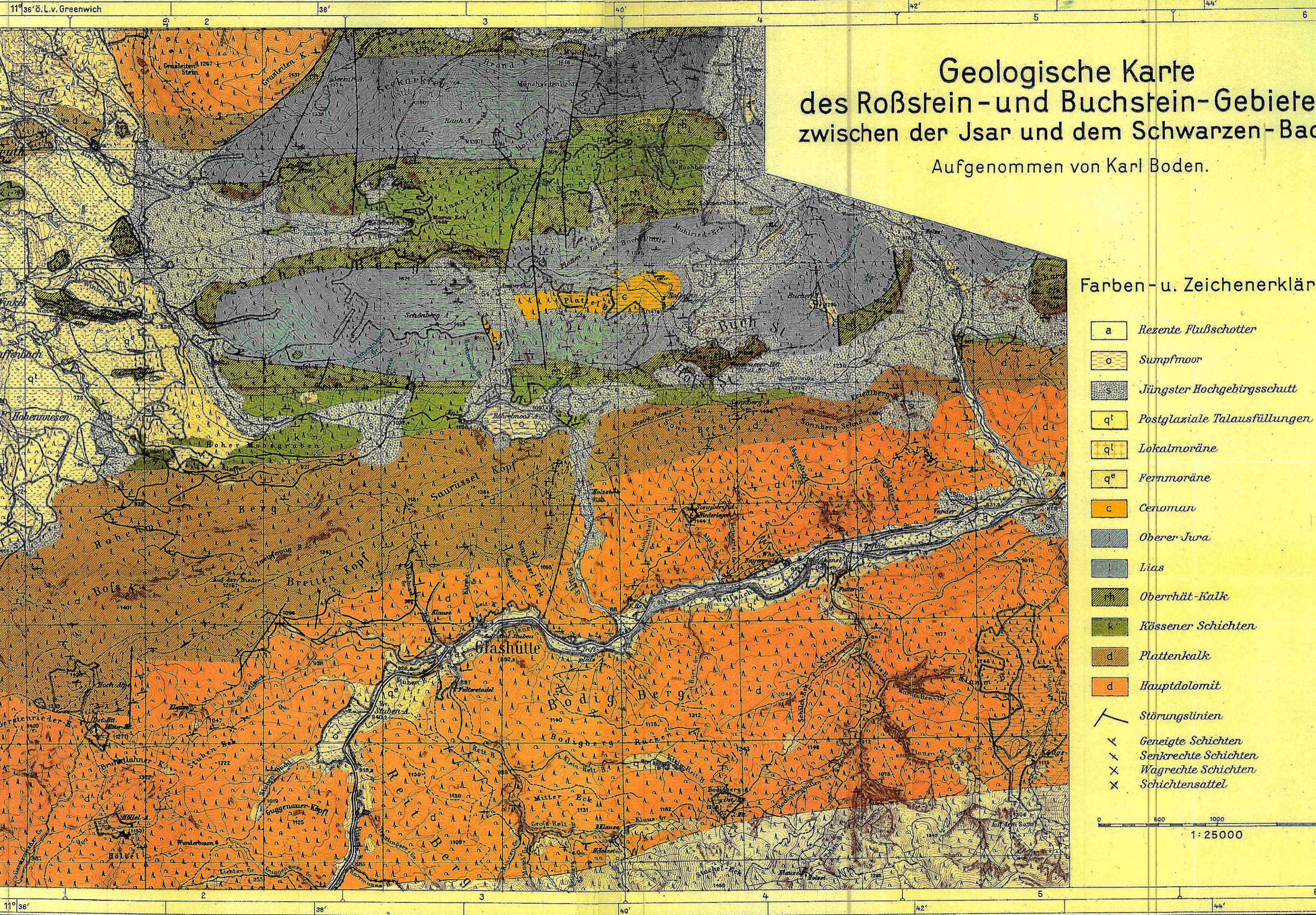
Zusammenfassung.

Beobachtungen am Laufen-Schotter des Salzachgletscher-Gebietes ergaben, daß Konglomerat sich hauptsächlich dort findet, wo kalkreiches Grundwasser gegen das lufthaltige Grobporen-Gefüge im Schotter absetzt. So erklärt es sich auch, daß in einiger Höhe (etwa 70 cm) über der Miozän-Oberfläche eine besonders dichte, aushaltende Konglomerat-Bank den lockeren wasserhaltigen Schotter im Liegenden von dem ebenso lockeren trockenen im Hangenden scheidet und daß die Verfestigungsgrenzen nicht übereinstimmen mit der Schichtung im Schotter. Der Umstand, daß lagenweise verfestigte Schotter besonders an den Gehängen junger Taleinschnitte auftreten, legt den Schluß nahe, daß solche bankweise Verfestigung zusammenhängt mit dem Wechsel der Grundwasserverhältnisse während der allmählich tiefer greifenden Talbildung.

Angeführte Schriften.

- BRÜCKNER, E.: Die Vergletscherung des Salzachgebietes, Wien 1886.
- ERHARDT, W.: Der Staufeu. — Wiss. Veröff. d. D. u. Oe. A.-V., H. 11, Innsbruck 1931.
- FUGGER, E.: Das Salzburger Vorland. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 49, Wien 1899.
- PENCK, A.: Die Vergletscherung der deutschen Alpen, Leipzig 1882.
- & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig 1909.
- SIMON, L.: Die Nagelfluh von Anger bei Reichenhall. — Geogn. Jh., 40, München 1927.
-

Eingereicht: 15. 8. 1934.

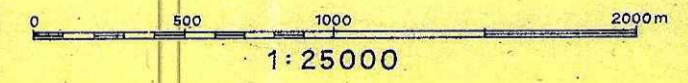


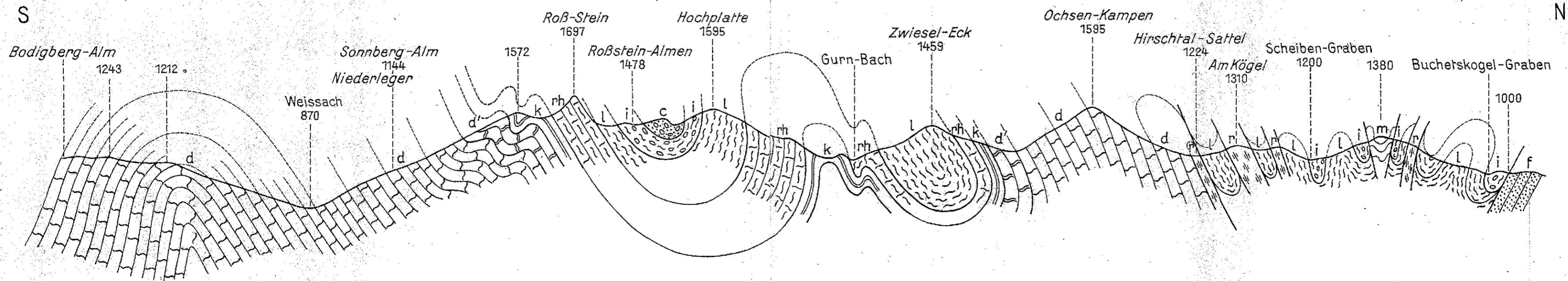
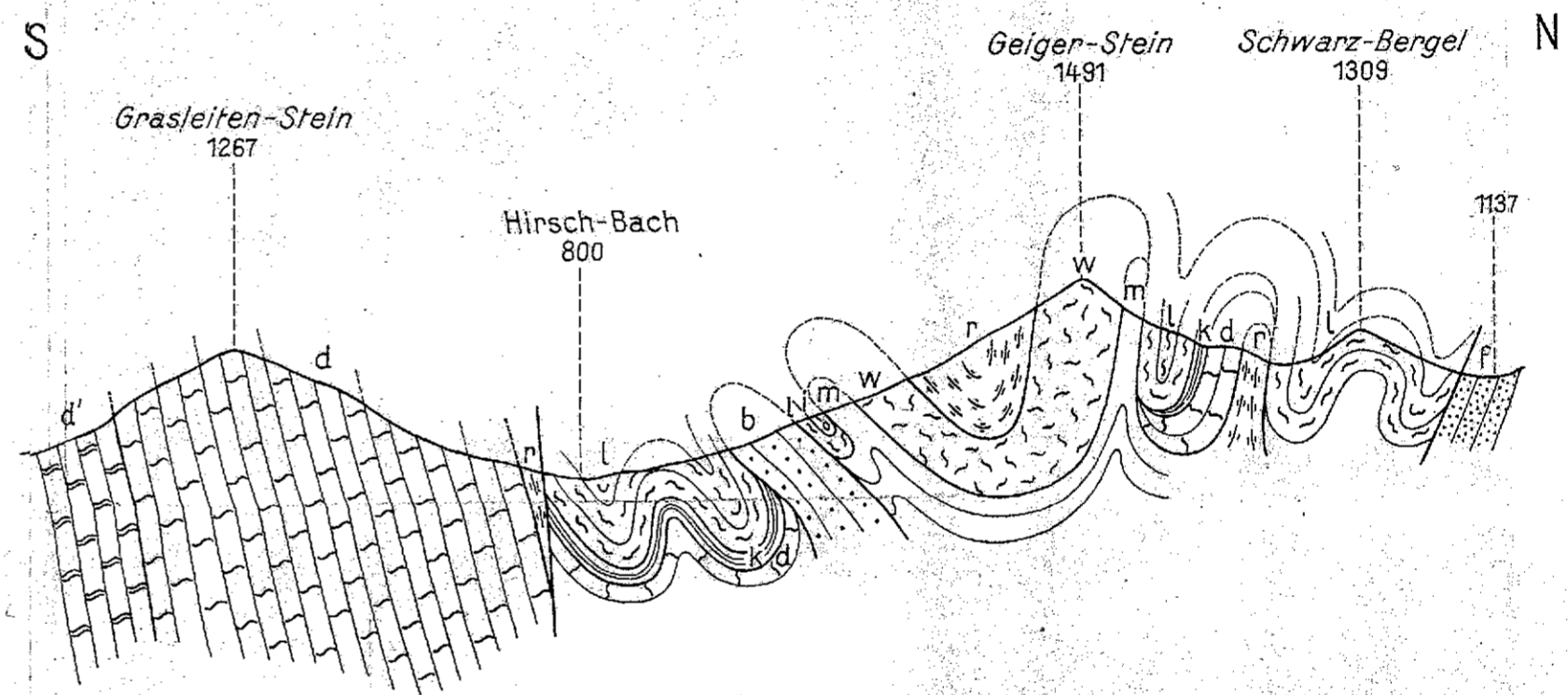
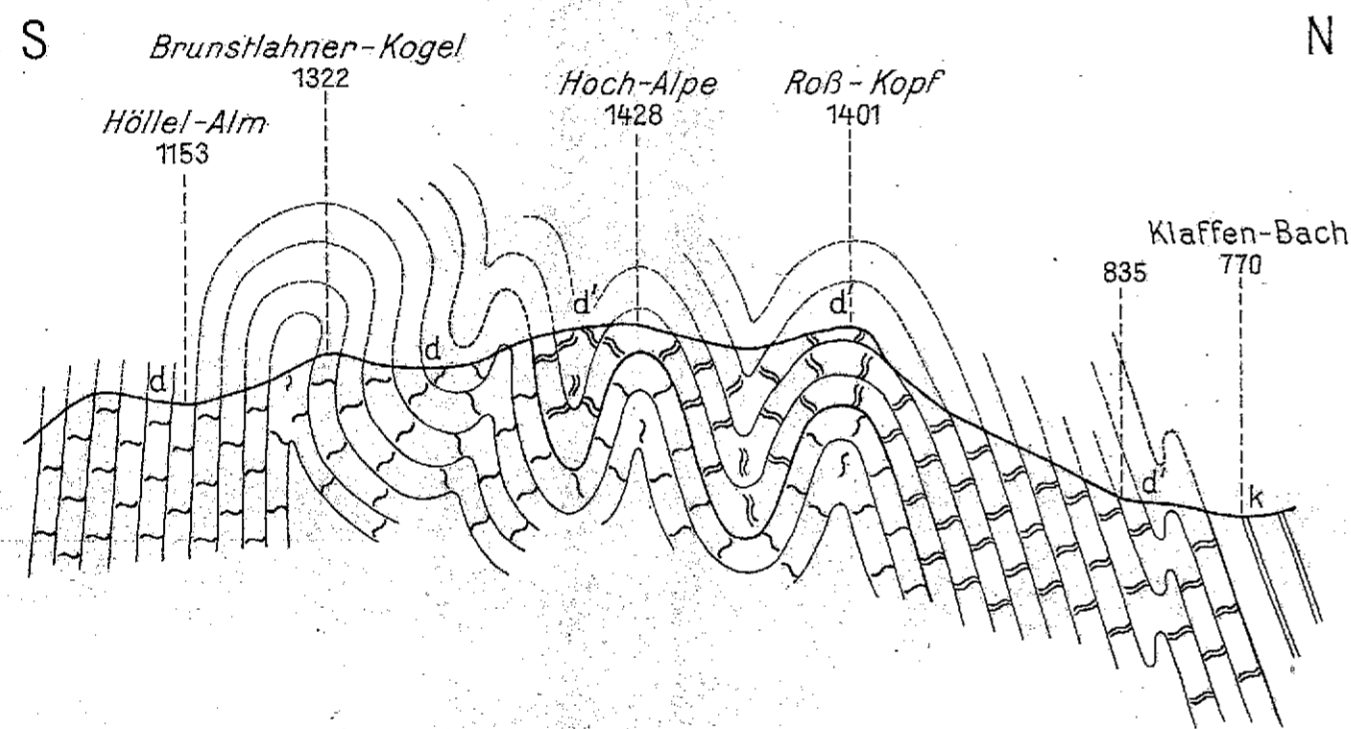
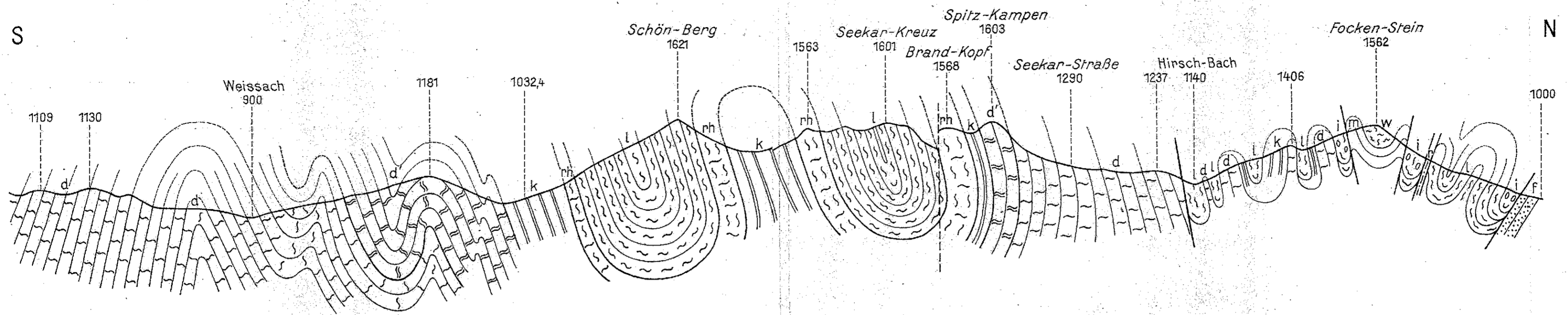
Geologische Karte des Roßstein- und Buchstein-Gebietes zwischen der Isar und dem Schwarzen-Bach.

Aufgenommen von Karl Boden.

Farben- u. Zeichenerklärung:

- Rezente Flußschotter*
- Sumpfmoor*
- Jüngster Hochgebirgsschutt*
- Postglaziale Talausfüllungen*
- Lokalmoräne*
- Fennmoräne*
- Cenoman*
- Oberer Jura*
- Lias*
- Oberrhät-Kalk*
- Kössener Schichten*
- Plattenkalk*
- Hauptdolomit*
- Störungslinien*
- Geneigte Schichten*
- Senkrechte Schichten*
- Wagrechte Schichten*
- Schichtensattel*





b = Buntsandstein
d' = Plattenkalk

m = Muschelkalk u. Partnachsichten
k = Kössener Schichten

rh = Obernhät-Kalk

w = Wettersteinkalk
l = Lias

r = Raibler Schichten
i = Oberer Jura

d = Hauptdolomit
c = Cenoman
f = Flysch

K.B.

